

UNIVERSIDADE DE AVEIRO

Departamento de Geociências



CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECIMENTO
DA GEOLOGIA DO GRUPO DAS BEIRAS
(CXG) NA REGIÃO DO CARAMULO-
-BUÇACO (PORTUGAL CENTRAL)

Jorge Manuel Pessoa Girão Medina

1996

RESUMO

O presente trabalho ocupa-se do estudo do Complexo Xisto-Grauváquico ante-ordovícico (Grupo das Beiras) na região do Caramulo-Buçaco (centro de Portugal). Em termos geológicos, a área estudada pertence à Zona Centro Ibérica e encontra-se limitada a N pelo granito do Caramulo, a S pela bacia meso-cenozóica de Arganil, a W pelo sinclinal paleozóico do Buçaco e pela bacia meso-cenozóica ocidental portuguesa e a E pelo sinclinal paleozóico de Arganil e pelo plutonito granítico de Tábua-Santa Comba Dão; no seio da área estudada encontra-se a bacia meso-cenozóica de Mortágua.

Com base nas características litológicas e estruturais distinguem-se no Complexo Xisto Grauváquico 4 grandes conjuntos litológicos concordantes entre si, designados de Unidades I, II, III e IV, que se desenvolvem da base para o topo de N para S.

A Unidade I situa-se a N da região. O seu limite inferior é desconhecido, e o superior posiciona-se no último conjunto arenoso com potência decamétrica. É constituída por xistos cinzentos e negros com intercalações de arenitos de espessura não superior a 100 metros e de extensão lateral quilométrica. Apresenta uma espessura mínima de 1000 m.

A Unidade II apresenta consideravelmente menor proporção de material arenoso intercalado entre os pelitos comparativamente à unidade inferior. É caracterizada por apresentar um predomínio de material silto-argiloso e escassos níveis arenosos com potência não superior à dezena de metros e escassa continuidade lateral. Cartograficamente esta unidade constitui uma franja alargada de orientação próxima a E-W. Apresenta uma espessura aproximada de 1500 m.

A Unidade III é caracterizada pela presença de conjuntos arenosos com extensão lateral quilométrica e espessura de várias dezenas de metros, separados por material silto-argiloso. Os limites inferior e superior estão situados respectivamente abaixo e acima dos principais conjuntos arenosos. Esta unidade apresenta uma espessura máxima estimada na ordem dos 2000 m.

A Unidade IV, que é a unidade superior, apresenta um predomínio pelítico, com escassas intercalações de conjuntos arenosos. O seu limite inferior encontra-se no topo do último conjunto arenoso da Unidade III. Apresenta uma espessura mínima de 500 m.

As características sedimentológicas das 4 unidades indicam uma sedimentação num ambiente de plataforma externa siliciclástica aberta, com a construção de barras

e por vezes sujeita à acção de tempestades, com sucessivos períodos de superficialização e profundização numa bacia de sedimentação bastante subsidente.

Em termos estruturais, para além duma deformação pré-ordovícica, que é comprovada pelo forte mergulho e dispersão da orientação dos eixos da 1ª fase varisca e da lineação de intersecção L_1 , a área estudada foi principalmente afectada pela Orogenia Varisca.

A 1ª fase de deformação varisca (F_1) gerou dobras com superfícies axiais e xistosidade associada (S_1) de direcção WNW-ESE, e forte pendor para NNE. Estas dobras D_1 apresentam comprimentos de onda que nunca chegam a ser quilométricos, desenvolvendo-se um grande flanco inverso denunciando a presença de uma antiforma para NNE e uma sinforma para SSW.

A 2ª fase de deformação varisca (F_2) actuou na parte nordeste da área estudada e é caracterizada por ter gerado dobras de comprimento de onda quilométrico, com planos axiais e xistosidade associada S_2 de direcção NW-SE, subverticais ou a pender fortemente para NE. Embora com alguma dispersão, as lineações de intersecção L_2 e os eixos das dobras D_2 apresentam maioritariamente forte pendor para E. A direcção e tipos de estruturas da F_2 sugerem uma correlação com a terceira fase definida em vários pontos da Zona Centro Ibérica e estreitamente relacionada com as intrusões graníticas.

Do ponto de vista petrológico, distinguem-se várias rochas sedimentares (pelitos e arenitos) todas elas sujeitas a metamorfismo que não ultrapassa a fácies dos xistos verdes. Dentro das rochas sedimentares mais grosseiras, há a destacar a presença de arenitos vulcânicos cuja composição denuncia, não muito afastados da bacia sedimentar, a presença de aparelhos vulcânicos que estariam em actividade durante a sedimentação.

Foram analisadas isotopicamente 27 amostras de metapelitos colhidas em 5 locais diferentes de forma a abranger quase toda a área estudada. Os dados isotópicos de quatro destes locais de amostragem forneceram isócronas Rb-Sr, em rocha total, com valores da ordem dos 400-440 Ma.

O granito do Caramulo, datado pela isócrona Rb-Sr em amostras de rocha total, forneceu uma idade de 326 ± 12 Ma.

As idades modelo Sm-Nd (manto empobrecido) de 5 amostras de metapelitos estão compreendidas entre 1.35 e 1.25 Ga. Este período de tempo pode ser considerado como correspondendo à época de diferenciação mantélica da crosta que deu lugar à maioria das áreas fonte dos metapelitos.

ABSTRACT

This thesis concentrates on the study of the metasediments of the Beiras Group of the Slate and Greywacke Complex (CXG) from the Caramulo-Buçaco region (central Portugal). On the basis of lithological and structural criteria, it is possible to subdivide the CXG in the study area into four main units (I, II, III and IV).

The lower unit (Unit I) crops out in the north of the Caramulo-Buçaco region and forms a NW-SE trending belt located between the granite massif of Caramulo and the Tertiary basin of Mortágua. It comprises a succession of grey and black mudstones with sandstone intercalations and has a minimum thickness of 1000 m. Its lower limit is unknown. The upper limit is marked by the uppermost, mappable sandstone layer.

Unit II has an estimated thickness of around 1500 m and is predominantly composed of muddy material. It is distinguished from unit I by the scarcity of sandstone layers. The scarce sandy horizons identified in this unit are generally laterally discontinuous and less than 10 m thick. The limit between the two units is marked by the uppermost sandstone body of the lower unit.

Unit III is less than 2000 m thick. It is characterized by the presence of decametric sandstone layers with kilometric lateral extension separated by grey and black mudstones. The grey mudstones are the predominant lithological type in this unit. The lower and upper limits of unit III are situated below and above the lowermost and the uppermost mappable sandstone bodies, respectively.

The upper unit (Unit IV) is more than 500 m thick and occupies the southern part of the study area. It is predominantly composed of muddy material interbedded with rare sandstone layers. Its lower limit is marked by the uppermost mappable sandstone body of unit III.

The sedimentological features recorded by these four units point to a siliciclastic nearshore/offshore depositional environment characterized by the formation of sand bars and subjected to the effects of storm events. The alternance of shallowing- and deepening-upward sequences is consistent with a model involving strong subsidence of a large sedimentary basin.

The CXG sequences identified in the the Caramulo-Buçaco region were affected by a pre-Ordovician deformation. This is testified by the presence of a major unconformity between the Buçaco Ordovician syncline and two of the CXG units (units III and IV) and by the variations in plunge and strike of the Variscan L₁

lineations and D_1 fold axis. However, the overall structure of the region was mainly produced during the Variscan Orogeny.

The 1st Variscan deformation phase (F_1) produced hectometric wavelength folds accompanied by an axial planar cleavage (S_1) with WNW-ESE strike and NNE dip. On a regional scale, the F_1 folds define the reverse limb of a larger fold with a antiform to NNE and a synform to SSW.

The 2nd Variscan deformation phase (F_2) is characterized by kilometric wavelength folds with subvertical axial planes and an associated parallel cleavage (S_2) with NW-SE strike. Careful examination of the structural pattern of the F_2 deformation in the region suggests a correlation with the third Variscan deformation phase recognized in other sectors of the Central Iberian Zone.

Petrological studies revealed that the CXG is composed by sedimentary rocks (mudstones and sandstones) affected by low grade regional metamorphism (greenschist facies). From the presence of volcanic sandstones layers within the CXG, it is possible to conclude that some volcanic centers have probably been active during the deposition of the sediments.

Rb-Sr whole-rock data for 27 samples of fine-grained metasediments from different localities of the CXG yielded ages within the range of 400 to 440 Ma. The Rb-Sr whole-rock isochron for the syn- F_3 granite of Caramulo yielded an age 326 ± 12 Ma.

Sm-Nd depleted-mantle model ages and whole-rock Sm-Nd isochron ages for 5 samples of the CXG metasediments provided values of 1.35 to 1.25 Ga. These values may correspond to the average age of the mantle-extraction of the source of the sediments.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	III
RESUMO	V
ABSTRACT.....	VII
ÍNDICE.....	IX
 1. INTRODUÇÃO.....	 1
1.1. Objectivos e metodologia.....	2
1.2. As sucessões neoproterozóico-câmbricas na Península Ibérica	5
1.3. Problemática das sucessões pré-ordovícicas na zona centro ibérica.....	8
1.3.1. A situação em Portugal	9
1.3.1.1. Grupo do Douro.....	12
1.3.1.2. Grupo das Beiras	15
1.3.2. A situação em Espanha.....	19
1.3.2.1. Alcudiano Inferior / Grupo Domo Extremeño	19
1.3.2.2. Alcudiano Superior / Grupo Ibor.....	23
1.3.2.3. Pusiano / Grupo Valdelacasa	25
1.4. Antecedentes no conhecimento geológico da região estudada	32
 2. ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA.....	 37
2.1. Unidade I.....	40
2.1.1. Perfil de Bolfiar.....	42
2.1.2. Perfil de Freimoninho	44
2.1.3. Perfil de Boialvo	46
2.2. Unidade II.....	50
2.2.1. Perfil da Truta.....	52
2.3. Unidade III.....	56
2.3.1. Perfil do Freixo.....	58
2.3.2. Perfil de Vila Nancy.....	60
2.3.3. Perfil da Agueira	62
2.3.4. Perfil de S. Paio.....	64
2.3.5. Perfil de Almaça.....	66
2.3.6. Perfil de Raiva.....	68
2.4. Unidade IV	72
2.5. Fácies.....	73

2.5.1. Fácies conglomeráticas	75
2.5.1.1. Fácies conglomeráticas matriz-suportadas - Mf.....	75
2.5.2. Fácies arenosas.....	76
2.5.2.1. Fácies arenosas maciças - Am.....	76
2.5.2.2. Fácies arenosas com laminação paralela - Al.....	76
2.5.2.3. Fácies arenosas com estratificação cruzada - Ac.....	77
2.5.2.4. Fácies arenosas com estratificação cruzada hummocky - Ah	78
2.5.2.5. Fácies arenosas com ripples - Ar.....	78
2.5.3. Fácies Pelíticas	79
2.5.3.1. Fácies pelíticas laminadas - Pl.....	79
2.5.3.2. Fácies pelíticas maciças - Pm	80
2.5.3.3. Fácies pelíticas negras - Xn.....	80
2.6. Associações de fácies	81
2.6.1. Associação de fácies A.....	82
2.6.2. Associação de fácies B	83
2.6.3. Associação de fácies C.....	83
2.6.4. Associação de fácies D.....	85
2.7. Interpretação e modelo deposicional	86
3. DEFORMAÇÃO.....	109
3.1. Deformação pré-varisca.....	109
3.2. Deformação varisca.....	113
3.2.1. Primeira fase de deformação varisca (F ₁).....	113
3.2.1.1. Dobras e Lineação de intersecção (D ₁ e L ₁)	113
3.2.1.2. Xistosidade (S ₁).....	117
3.2.2. Segunda fase de deformação varisca (F ₂).....	119
3.2.2.1. Dobras e Lineação de intersecção (D ₂ e L ₂)	119
3.2.2.2. Xistosidade (S ₂).....	120
3.2.3. Terceira fase de deformação varisca (F ₃).....	122
3.3. Deformações tardias e fracturação tardi-varisca.....	124
4. PETROLOGIA.....	137
4.1. Arenitos.....	138
4.1.1. Quartzarenitos.....	138
4.1.2. Quartzovaques.....	139
4.1.3. Arenitos vulcânicos.....	140
4.2. Pelitos.....	144
4.3. Discussão e interpretação.....	145

5. GEOLOGIA ISOTÓPICA.....	161
5.1. Amostragem.....	161
5.2. Técnicas analíticas	164
5.2.1. Cominuição	164
5.2.2. Procedimento analítico	164
5.2.2.1. Separação do Rb e do Sr.....	164
5.2.2.2. Separação do Sm e Nd.....	166
5.3. Resultados analíticos e discussão	168
5.3.1. Isócronas Rb-Sr	168
5.3.2. Isócrona Sm-Nd	173
6. CONCLUSÕES.....	179
7. BIBLIOGRAFIA.....	185

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho ocupa-se do estudo do denominado Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovício (Grupo das Beiras) sob os pontos de vista estratigráfico, sedimentológico, petrológico, estrutural e geocronológico. A área estudada situa-se geograficamente na zona centro de Portugal, mais exactamente a Sul do paralelo Águeda-Caramulo, a Norte do paralelo de Penacova, a Este de Águeda-Luso-Penacova e a Oeste de Santa Comba Dão (figura 1.1).

Do ponto de vista geológico, a área estudada localiza-se na Zona Luso-Alcúdice, na divisão da cadeia varisca estabelecida por Lotze em 1945, que, juntamente com a Zona Galaico-Castelhana, definem a Zona Centro-Ibérica (ZCI) na versão modificada por Julivert et al. (1972). Farias et al. (1987), tendo em conta as suas características tectonoestratigráficas, individualizaram a NW da Península Ibérica uma nova zona, Zona Galiza-Trás-os-Montes (ZGTM), sobreposta tectonicamente à ZCI (figura 1.1 A). A Zona Centro-Ibérica engloba as unidades Autóctone e Alóctone (Dallmeyer & Martínez García, 1990), podendo esta última corresponder à ZGTM de Farias et al. (1987). Dentro da unidade Autóctone, Díez Balda et al. (1990) separam o Domínio das Dobras Deitadas e o Domínio das Dobras Verticais. O presente trabalho realiza-se em materiais incluídos no Autóctone, no Domínio das Dobras Verticais, da ZCI (figura 1.1 A).

Neste sentido, e em termos de geologia local, a área estudada encontra-se limitada: a Norte pelo plutonito granítico do Caramulo; a Sul pela bacia meso-cenozóica de Arganil; a Oeste pelo sinclinal paleozóico do Buçaco e pela bacia meso-cenozóica ocidental portuguesa; a Este pelo sinclinal paleozóico de Arganil e pelo plutonito granítico de Tábua-Santa Comba Dão. No seio da área estudada encontra-se a bacia meso-cenozóica de Mortágua.

Em termos geomorfológicos, a área estudada apresenta um relevo não muito acentuado, com altitudes médias que variam entre os 200 e os 400 metros, evidenciando-se a ocidente a serra do Buçaco com orientação noroeste-sudeste e altitude máxima de 550 metros, e a norte a serra do Caramulo com altitude máxima de 1075 metros. A parte meridional é drenada pelo rio Mondego e seus afluentes, destacando-se a barragem da Aguieira, e a parte setentrional pelos afluentes sul do rio Vouga.

1.1. OBJECTIVOS E METODOLOGIA

Várias são as questões que permanecem por resolver nos materiais que constituem o Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico (CXG), nomeadamente a sua idade, o ambiente sedimentar e condições que presidiram à sua deposição e a deformação a que posteriormente foram sujeitos.

Tendo presentes estes três problemas fundamentais, foi escolhida, para a elaboração do presente trabalho, uma área onde o CXG aflora numa extensão razoável e com baixo grau de metamorfismo, que à partida oferecia condições óptimas para o fim em vista, não obstante a homogeneidade litológica e escassez de níveis guia que dificulta a sua cartografia.

Os objectivos principais a desenvolver centraram-se nos seguintes aspectos:

- realização duma cartografia detalhada dos materiais existentes, com o fim de conhecer a estratigrafia e estrutura gerais;
- estudo das fácies do ponto de vista sedimentológico, de forma a permitir compreender os mecanismos de formação e construir um modelo deposicional;
- análise das características texturais e composicionais dos materiais, de forma a fornecerem dados sobre a procedência e grau de modificação pós-deposicional sofrido;
- estudo das características da deformação, com principal incidência na orogenia varisca, que afectou todo o conjunto;
- tentativa de aproximação, por métodos radiométricos Rb-Sr e Sm-Nd, da idade destes materiais.

A metodologia usada baseou-se na realização duma cartografia geológica detalhada à escala 1/25 000, para cujo efeito foram usadas as Cartas Militares de Portugal, editadas pelo Serviço Cartográfico do Exército, que se revelaram instrumentos de trabalho imprescindíveis.

Os trabalhos de campo consistiram, em primeiro lugar, na tomada de medidas de estratificação sempre acompanhadas de medidas de xistosidade, com as suas correspondentes relações, e lineações. Sempre que observáveis, acompanharam-se estas medidas com a indicação de polaridades estratigráficas e estruturas sedimentares. Ao mesmo tempo tomou-se nota da(s) área(s) de maior predomínio arenoso e área(s) de maior predomínio pelítico, base para a separação de unidades litoestratigráficas neste tipo de materiais.

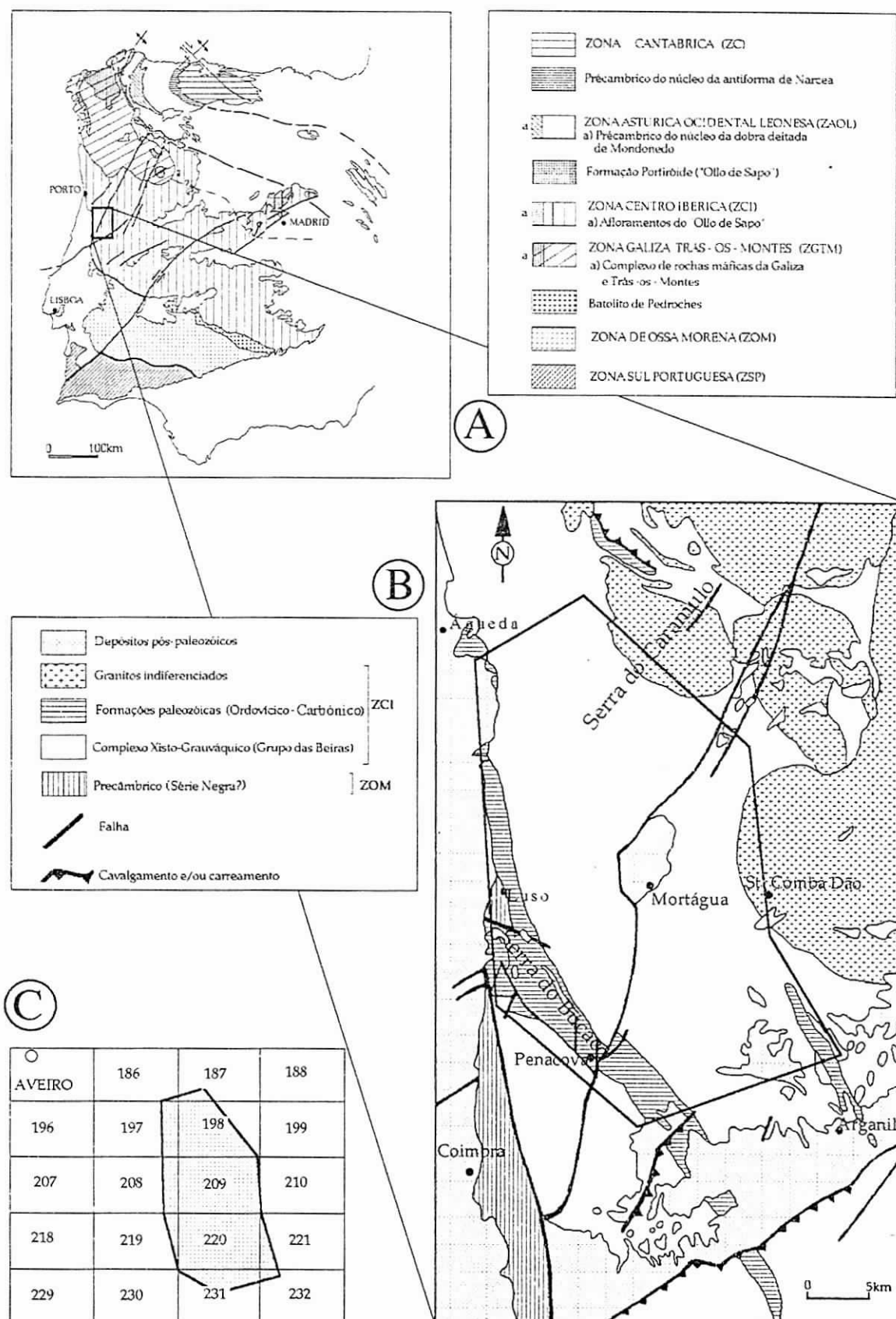


Fig. 1.1 - Situação geográfica e geológica da área estudada. A: Divisão em Zonas do Maciço Ibérico segundo Julivert et al. (1972). B: Mapa geológico simplificado representando o sector estudado (modificado da Carta Geológica de Portugal, escala 1:500 000, 1992). C: Números das Cartas Militares de Portugal à escala 1:25 000, editadas pelo Serviço Cartográfico do Exército, abrangidas pela área estudada.

Houve o apoio do estudo da área em fotografia aérea, apesar de em alguns casos pouco ter ajudado, dada a monotonia litológica e inexistência de níveis guia, e ainda dado o tamanho, geometria e distribuição das dobras resultantes das várias fases de deformação serem variáveis.

Com base nos dados de estratificação, xistosidades, lineações, observação de dobras micro, macro e mesoscópicas e implantação de todos estes dados observados na carta topográfica, utilizando para isso várias escalas, interpretaram-se as várias fases de deformação, e suas relações, que actuaram na zona após a sedimentação destes materiais.

Seleccionaram-se locais considerados ideais no que respeita à observação da polaridade estratigráfica das camadas, suas relações e estruturas sedimentares, locais esses onde se efectuaram perfis litoestratigráficos de forma a haver um estudo das fácies de um ponto de vista sedimentológico.

Observou-se microscopicamente cerca de uma centena de lâminas delgadas para estudo sedimentológico e análise estrutural.

Para o estudo isotópico, fez-se uma amostragem criteriosa nos locais em que foram realizados perfis litoestratigráficos.

Assim, de forma a expor os assuntos aqui tratados, estruturou-se esta tese do seguinte modo:

Capítulo 1: Introdução - Informa o leitor do que trata esta tese; apresenta a área de trabalho, o seu enquadramento geológico e geográfico; apresenta os principais objectivos que estiveram na origem deste trabalho e a metodologia adoptada para a sua obtenção; faz uma sinopse dos conhecimentos actuais das sucessões neoproterozóico-câmbricas na Península Ibérica e sua problemática.

Capítulo 2: Litoestratigrafia e Sedimentologia - Neste capítulo é apresentada a série geral estratigráfica, com as 4 unidades definidas e os perfis litoestratigráficos locais descritos e estudados em cada uma das unidades; estes permitiram descrever as fácies e associação de fácies que conduziram à interpretação e construção de um modelo deposicional.

Capítulo 3: Deformação - Estuda-se a deformação sofrida pelos metassedimentos que constituem o Complexo Xisto-Grauváquico, dando-se especial realce à deformação varisca.

Capítulo 4: Petrologia - Neste capítulo apresentam-se as principais características petrográficas dos metassedimentos estudados e sua interpretação.

Capítulo 5: Geologia Isotópica - Aproveitando a oportunidade que surgiu para usufruir de dois curtos estágios no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade de São Paulo (USP), no Brasil, fez-se o estudo isotópico de 27 amostras seleccionadas para datação Rb/Sr, com base na dispersão dos teores de rubídio e estrôncio; destas foram seleccionadas 5 para datação Sm/Nd. Os resultados obtidos foram submetidos e aceites para publicação na revista científica *Geologie en Mijnbouw*.

Capítulo 6: Conclusões - Sumaria as principais conclusões do trabalho.

1.2. AS SUCESSÕES NEOPROTEROZÓICO-CÂMBRICAS NA PENÍNSULA IBÉRICA

Apesar das dificuldades inerentes ao estudo das rochas precâmblicas na Península Ibérica, das quais se destacam a deformação, metamorfismo e escassez de fósseis, nas últimas décadas o seu estudo tem vindo a ser intensificado por parte dos geólogos, no sentido de melhor se conhecer o ambiente tectono-estratigráfico, localização e posicionamento do limite do Precâmbrico-Câmbrico no Maciço Ibérico.

As sucessões neoproterozóico-câmbricas afloram em vários locais da Península Ibérica de que se irá fazer uma pequena resenha dos mais importantes. Para isso faz-se uso da divisão da Península Ibérica em zonas feita por Julivert et al. (1972) (figura 1.1 A).

Zona Cantábrica

Na Zona Cantábrica, as rochas mais antigas afloram na Antiforma de Narcea e consistem numa série precâmbrica formada essencialmente por uma sucessão pelito-grauváquica de características turbidíticas com 1000 a 2000 metros de espessura. Apresentam junto à base rochas vulcânicas porfiróides interestratificadas e encontram-se afectadas por cavalgamentos que as cortam em várias escamas. Embora não tenham sido encontrados fósseis, é-lhes atribuída uma idade vendiana superior (Julivert, 1983; Truyols et al., 1990).

Em discordância sobre o Precâmbrico depositou-se uma sequência sedimentar clástica, com 500 a 1400 metros de espessura, constituída por quartzitos feldspáticos róseos, arenitos e conglomerados, conhecida como Formação Herrería. É frequente a presença de estratos dolomíticos junto à base, e xistos verdes ou violáceos no topo. Estes estratos representam depósitos de plataforma pouco profunda com alguns episódios

internareais e, em menor proporção, influência fluvial. O registo fóssil permite posicionar a Formação Herrería no Câmbrio inferior, não se excluindo a possibilidade de a parte mais baixa poder pertencer ao Vendiano (Zamarreño, 1983; Truyols et al., 1990; Palacios & Vidal, 1992; Liñan et al., 1993).

Zona Asturica Ocidental Leonesa

Na Zona Asturica Ocidental Leonesa as rochas precâmblicas afloram na Antiforma de Narcea e no Domínio de Mondoñedo (figura 1.1 A), apresentando litologias semelhantes. A sucessão precâmbrica da Antiforma de Narcea é constituída por uma alternância de pelitos e grauvaques, apresentando fácies turbidíticas, semelhante à da Zona Cantábrica. No núcleo do Domínio de Mondoñedo afloram rochas precâmblicas, conhecidas por Série de Villalba, que pode ser dividida em duas partes: uma parte superior, constituída por xistos com intercalações de arenitos de grão fino, e uma parte inferior, com grande proporção de arenitos e alguns níveis de rochas vulcânicas porfiróides (Julivert, 1983; Pérez Estaún et al., 1990).

Discordantemente sobre o Precâmbrio assenta a Formação Cándana, com uma espessura superior a 2500 metros, constituída fundamentalmente por xistos, arenitos feldspáticos, e microconglomerados, não só junto à base, como também na parte alta da formação. As características sedimentológicas indicam uma deposição em águas marinhas pouco profundas com episódios internareais, e ambiente continental. O conteúdo fóssil indica uma idade câmbria inferior baixa (Zamarreño, 1983; Pérez Estaún et al., 1990; Liñan et al., 1993).

Na Sierra de La Demanda existe uma sequência detrítica formada por pelitos, arenitos feldspáticos e conglomerados, que é correlacionável com as Formações Cándana e Herrería, de idade câmbria inferior. Sob ela encontram-se as Pizarras de Anguiano constituídas por xistos alternando com arenitos finos de idade precâmbria. As suas relações com o Câmbrio são duvidosas, uma vez que o contacto entre eles apresenta-se tectonizado (Julivert, 1983; Liñan et al., 1993).

Na Cordilheira Ibérica, a formação mais baixa existente atribuída ao Câmbrio é a Formação Bámbola. Sob esta encontra-se o Grupo de Paracuellos, sucessão com espessura de 500 a 1500 metros, constituída por xistos, arenitos e calcários oncolíticos no topo, que são atribuídas ao Precâmbrio. O carácter concordante ou discordante do Câmbrio sobre o Precâmbrio não é claro (Julivert, 1983; Liñan et al., 1993).

Zona Centro Ibérica

Díez Balda et al. (1990) dividiram a Zona Centro Ibérica em dois domínios: Domínio das Dobras Deitadas e Domínio das Dobras Verticais.

No Domínio das Dobras Deitadas, em termos estratigráficos, os aspectos mais importantes são a presença de gnaisses glandulares na parte inferior da sequência e a presença de formações detríticas com calcários e dolomites intercalados, sobre os quais o

Ordovícico inferior está em discordância. De entre os gnaisses cabe destacar a Formação Ollo de Sapo: constituída por gnaisses glandulares com pequenos grãos de quartzo azulados e megacristais de feldespato, intercalados com gnaisses microgranulares e rochas sedimentares quartzíticas na parte superior. Tanto os gnaisses macrogranulares como os microgranulares são de origem ígnea: origem plutónica ou subvulcânica para os macrogranulares, enquanto que os gnaisses microgranulares parecem corresponder a tufos e lavas subaéreas depositados num ambiente de plataforma juntamente com arenitos e xistos. Datações radiométricas dos gnaisses glandulares e de aplitos e pegmatitos intrusivos neles apontam para uma idade precâmblica (Bischoff et al., 1986; Díez Balda et al., 1990) e outros trabalhos mais recentes, atribuem-lhe uma idade câmblica ou inclusivé ordovícica (Gebauer, 1993; Gebauer et al., 1993).

No Domínio das Dobras Verticais, cabe destacar as formações pré-ordovícicas, correntemente designadas de Complexo Xisto Grauváquico, constituídas por alternâncias de xistos, arenitos e conglomerados, podendo apresentarem nalguns locais níveis carbonatados interestratificados. A sequência estratigráfica é de idade neoproterozóica-câmblica, estando o seu limite em discussão. Nele podem-se estabelecer quatro "domínios" (Douro e Beiras em Portugal; Salamanca-Hurdes-Sierra de Gata e Montes de Toledo-Alcudia-Extremadura em Espanha) que têm vindo a ser estudados de forma mais ou menos independente, havendo no entanto a preocupação, ultimamente, de fazer uma correlação para toda a Península Ibérica. Em Espanha, Alvarez-Nava et al. (1988) distinguem três grupos (Grupo Domo Extremeño, Ibor e Valdelacasa) que grosseiramente vão ao encontro das designações de Alcludiano Inferior, Superior e Pusiano de San José et al. (1990). As idades destes três grupos (Rifeiano-Vendiano inferior para o Grupo Domo Extremeño, Vendiano superior para o Grupo Ibor e Vendiano superior-Câmbrico inferior para o Grupo Valdelacasa) foram recentemente questionadas por Vidal et al. (1994a e b), que consideram apenas dois grupos: Grupo Domo Extremeño, de idade vendiana superior e Grupo Ibor ou Rio Huso, de idade vendiana superior-câmblica inferior. Alguns autores colocam a base do Câmbrico no Nível de Fuentes, enquanto que outros o colocam algures nos Esquistos del Pusa, havendo a certeza de que as Areniscas del Azorejo e Areniscas de Tamames são claramente câmblicas (quadro 1.1). Este assunto será tratado em pormenor no sub-capítulo 1.3, visto o presente trabalho neste último estar incluído.

Zona Ossa Morena

As rochas precâmblicas da Zona Ossa Morena constituem várias sucessões que podem ser agrupadas e subdivididas em função dos eventos tectónicos que actuaram na região durante o Precâmbrico superior (Quesada et al., 1990): 1) sucessões pré-orogénicas e 2) sucessões sin-orogénicas (*sensu lato*). Nas sucessões pré-orogénicas, a mais bem representada encontra-se subdividida em dois grupos que, da base para o topo,

são: Formação Blastomilonítica (~Formação Azuaga?) e Grupo Série Negra. A Formação Blastomilonítica é constituída principalmente por rochas vulcânicas, rochas gnaissicas e anfíbolitos.

O Grupo Série Negra encontra-se sobre a Formação Blastomilonítica. A natureza do contacto entre ambas as sequências não é clara, podendo ser interpretada como uma discordância ou como gradual. A Série Negra (na antiforma Olivenza-Monesterio) encontra-se dividida em duas sequências (Eguiluz, 1987): a inferior (Montemolín), com uma espessura de 1000 a 2000 metros, constituída por pelitos ricos em grafite e quartzovaques, com anfíbolitos para o topo; a superior (Tentudía), que repousa em aparente continuidade sobre a anterior, apresentado menos anfíbolitos e horizontes arenosos marcadamente grauváquicos. Com base nos seus característicos chertes negros e nos níveis calcários ricos em algas, a Série Negra tem sido interpretada como depositada num ambiente sedimentar marinho pouco profundo. Com base em acritarcos, Chacón et al. (1984) atribuíram à Série Negra uma idade rifeiana média a superior. Estes dados foram questionados por Palacios (1989), que, perante o achado de novos icnofósseis, atribuiu-lhe uma idade vendiana ou mais jovem. A comprová-lo parecem estar os dados publicados por Schäfer et al. (1993) com valores de 565 ± 35 Ma, determinados por datação U-Pb em zircões detríticos de grauvaques da sucessão Tentudía.

Nas sucessões sin-orogénicas cabe destacar: o Complexo Vulcano-Sedimentar, constituído principalmente por rochas piroclásticas, epiclásticas e rochas sedimentares; e o Complexo Flyschoides, constituído por uma espessa (vários quilómetros) sequência monótona pelítico-grauváquica com características turbidíticas (Quesada et al., 1990).

Na Sierra de Córdoba, Liñan et al. (1993) coloca estratigráficamente a Formação Torreárboles discordantemente sobre o Complexo Vulcano-Sedimentar. A Formação Torreárboles é constituída por conglomerados, arcoses e xistos com registo fóssil que pode ser datado de Cordubiano (Câmbrico Inferior) (Liñan & Quesada, 1990; Liñan et al., 1993).

1.3. PROBLEMÁTICA DAS SUCESSÕES PRÉ-ORDOVÍCICAS NA ZONA CENTRO IBÉRICA

O "Complexo Xisto-Grauváquico" (CXG) é o termo que tem sido utilizado para designar um conjunto de materiais aparentemente monótono e possante, com composição predominantemente xistosa e grauváquica, que se situa discordantemente sob o Ordovícico. A designação de "Complexo xisto-grauváquico anteordovícico" foi utilizada em Portugal por Carrington da Costa, em 1950, e continua a ser utilizada como nome genérico na zona centro-oeste da Península Ibérica ("Complejo Esquisto-Grauváquico" em castelhano). Foram também propostas outras designações (nem sempre para designar

a mesma coisa), tais como "Xistos das Beiras" (Souza-Brandão, 1914), "Xistos argilosos das Beiras" (Thadeu, 1951), "Beira Schists"¹ (Schermerhorn, 1955 e 1956), "Xistos de Alcudia" (Bouyx, 1970), "Hispaniano" (Teixeira, 1979), Super Grupo Dúrico-Beirão (Sousa & Sequeira, 1993), etc.

Apesar de a geologia não ter fronteiras políticas, o modo como as sequências ante-ordovícicas têm vindo a ser abordadas pelos geólogos portugueses e espanhóis tem sido diferente, pelo que nesta exposição se optou por abordar a problemática destes metassedimentos em Portugal e Espanha, separadamente.

1.3.1. A situação em Portugal

Tendo sido inicialmente proposto por Sousa (1982), é actualmente aceite pela generalidade dos autores subdividir, em Portugal, o CXG em Grupo do Douro e Grupo das Beiras. Em linhas gerais, o Grupo do Douro aflora na metade norte de Portugal, enquanto que o Grupo das Beiras se estende na metade sul, não sendo ainda consenso geral no que respeita aos seus limites e correlação estratigráfica. Sousa (1983b) traça uma linha geográfica hipotética que separaria os dois "domínios paleogeográficos" do CXG (figura 1.2), com base na ausência generalizada de rochas calcossilicatadas a sul desta e que seria, tal como refere o autor, grosseiramente coincidente com a linha de separação das Zonas Galaico-Castelhana e Luso-Oriental-Alcúdica de Lotze (1945).

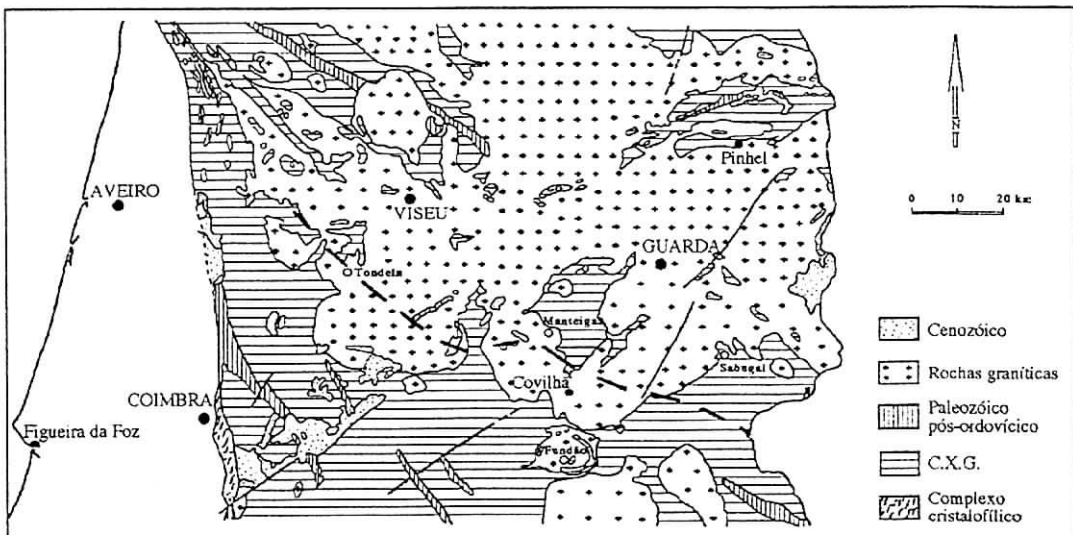


Fig. 1.2 - Linha hipotética separando os dois domínios paleogeográficos do CXG; a norte desta linha encontra-se o Grupo do Douro, enquanto que a sul se encontra o Grupo das Beiras (modificado de Sousa, 1983b).

¹ Que, no seguimento do texto, será traduzido para "Xistos das Beiras".

No entanto, os coordenadores da Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000 (1992) optaram por separar estes dois Grupos ao longo do bordo NE do sinclinal de Satão, que por sua vez constitui o flanco SW do anticlinal de Valongo-Satão (figura 1.3). É possível que para isso tenham feito uso do carreamento intra-estefânico Dúrico-Beirão, que bordeja o flanco SW do anticlinal de Valongo e que não se encontra marcado no referido mapa. Já o Mapa Geológico da Península Ibérica, na escala 1/1 000 000 (ITGE, 1994), coloca esta separação ao longo da antiforma Porto-Viseu (figura 1.4).

Valle Aguado (1992), que estudou esta "zona de conflito", separa duas unidades (unidade inferior e unidade superior) que inclui no Grupo do Douro.

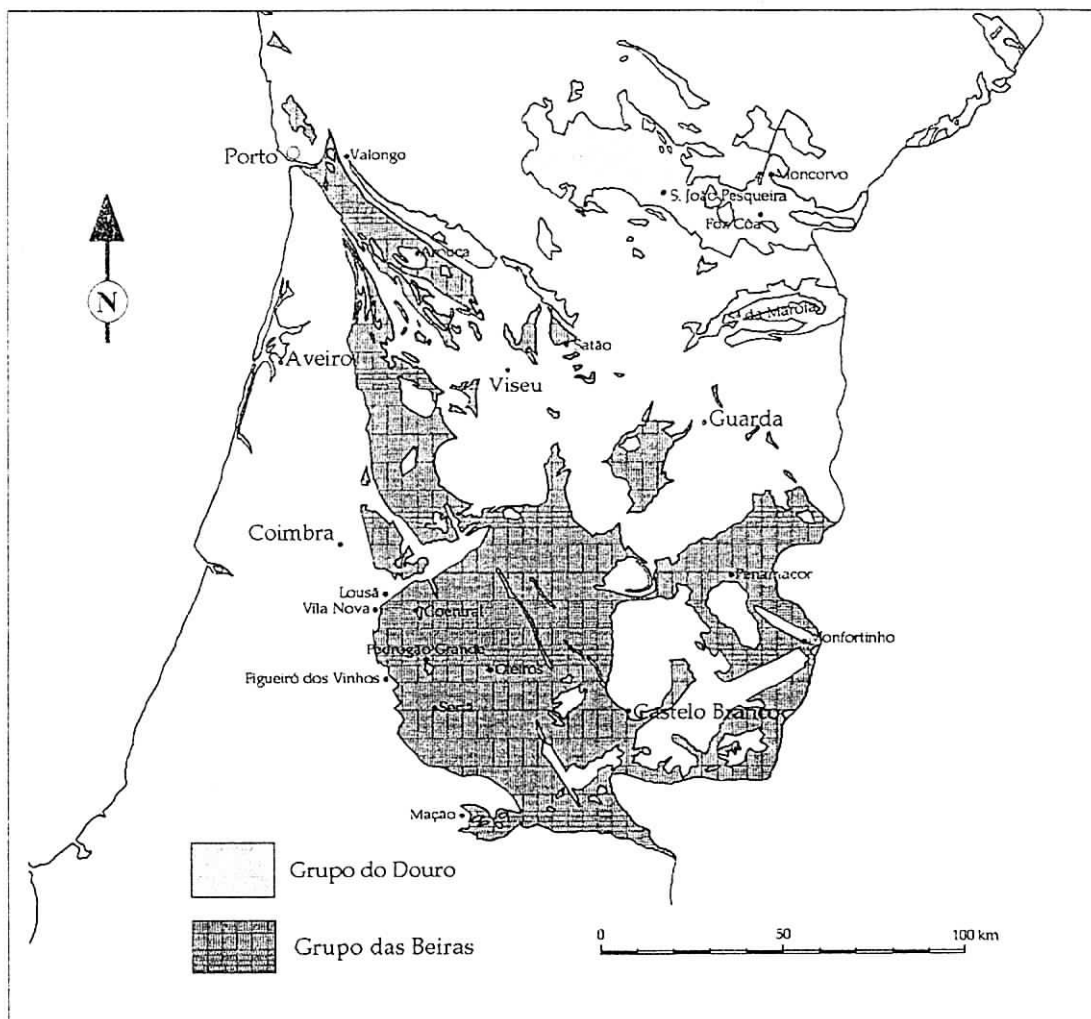


Fig. 1.3 - O CXG em Portugal, com a distribuição geográfica dos Grupos do Douro e das Beiras segundo a Carta Geológica de Portugal na escala 1:500 000 (1992).

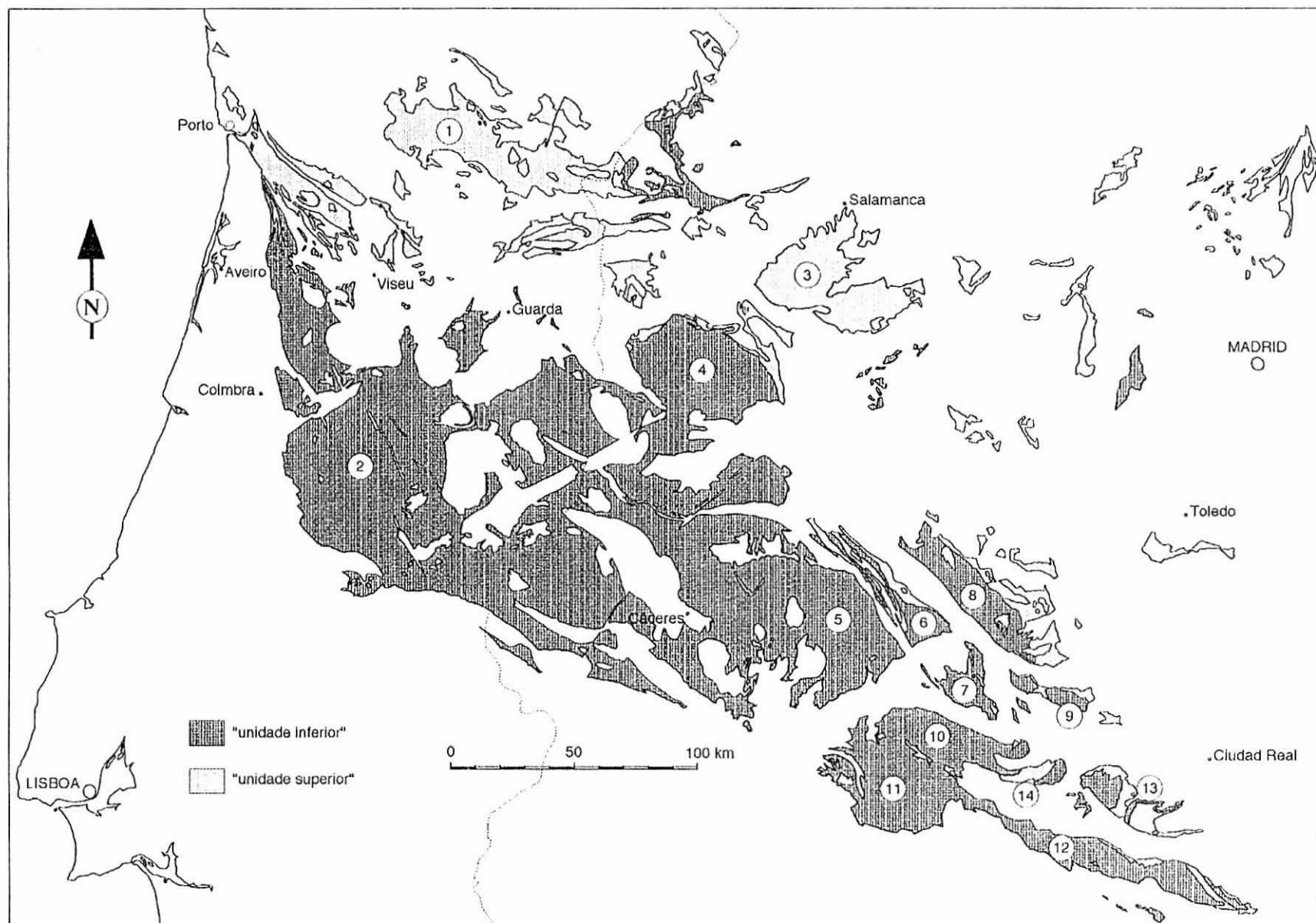


Fig. 1.4 - Distribuição geográfica das formações pré-ordovícicas na Zona Centro Ibérica; utilização dos termos "unidade inferior" e "unidade superior" de Rodríguez Alonso & Palacios, (1995). Modificado de Mapa Geológico de la Península Ibérica na escala 1:1 000 000 (1994). 1- Douro; 2- Beiras; 3- Salamanca sul; 4- Hurdes-Sierra de Gata; 5- Centro Extremeño; 6- Guadalupe-Ibor; 7- Ibor; 8- Valdelacasa; 9- Navalpino; 10- Agudo-Valdemanco; 11- La Serena; 12- Alcudia; 13- Abenojar (Tirteafuera); 14- Esteras.

1.3.1.1. Grupo do Douro

No sector geográfico de Pinhão-S. João da Pesqueira-Tabuaço-Paredes da Beira, Sousa subdivide litoestratigraficamente o Grupo do Douro em seis formações (quadro 1.1), num total de aproximadamente 2000 metros de espessura, que são, da base para o topo (Sousa, 1983a):

"1. *Formação de Bateiras* - Caracterizada fundamentalmente pela presença de níveis de filitos negros, grafitosos e calcários, exclusivos desta Formação, que individualizam dois membros: a) Um Membro Inferior - onde dominam os metagrauques em bancadas maciças, alternando com os filitos negros grafitosos e finas alternâncias metagrauque-filito negro. b) Um Membro Superior - dominado pela presença de calcários, filitos cinzentos e ainda metagrauques. Os calcários revelam-se predominantemente calcíticos, sendo mais raros os termos dolomíticos. Figuras de carga, estratificação graduada, sequências AA, AB, ABC, BC, ABCDE de Bouma, «ripples» de corrente foram as principais estruturas sedimentares observadas. A espessura é de 800 ± 100 m.

2. *Formação de Ervedosa do Douro* - Define-se como uma sequência finamente estratificada, de cor verde, consistindo de ritmos de 10 a 20cm obedecendo a uma sequência metaquartzovaque-filito e em que a relação filito-metaquartzovaque se situa entre 2:1 e 5:1. Os níveis psamíticos exibem estruturas de laminação oblíqua («ripple in drift») e as sequências definidas são do tipo C(D)E. Assinala-se também a ocorrência de uma impregnação de magnetite constituindo um horizonte intercalado na Formação. É semelhante à Formação de Pinhão. A espessura é de 250 ± 50 m.

3. *Formação de Rio Pinhão* - Trata-se de uma unidade predominantemente metagrauváquica, constituída por bancadas mais ou menos espessas (até 120cm) de metagrauques alternando com filitos escuros listrados geralmente em menores proporções que os termos metagrauváquicos. Contém uma intercalação de bancadas microconglomeráticas. As bancadas mostram geralmente figuras de carga, estratificação graduada, «ripple in drift», laminação paralela, sequências do tipo ABC(D)E, AB, BCDE. Espessura de 250 ± 50 m.

4. *Formação de Pinhão* - Litológica e sedimentologicamente semelhante à Formação de Ervedosa. Formação de cor verde, exibindo ritmos de 10-20cm definidos pelo metaquartzovaque-filito. Nos leitos psamíticos evidenciam-se frequentemente aspectos de estruturas de laminação convoluta e «ripple in drift», caracterizando sequências do tipo C(D)E. Salienta-se também a ocorrência de magnetite na porção mediana da Formação. Tem uma espessura de 350 ± 50 m.

5. *Formação de Desejosa* - Caracteriza-se fundamentalmente pelos filitos listrados, ardósiferos, onde mais raramente se intercalam algumas bancadas de metagrauque. Estratificação graduada e figuras de carga são as principais estruturas observadas, mostrando genericamente um estilo estratonómico muito pouco conturbado. Para o topo intercala-se uma bancada métrica de um conglomerado intraformacional. A sua espessura é de 250 ± 50 m.

6. *Formação de S. Domingos* - É o termo estratigráfico mais alto do Grupo do Douro, desconhecendo-se o topo da Formação; caracteriza-se principalmente pela presença de conglomerados polimíticos e metaquartzarenitos. Os conglomerados contêm clastos de quartzo, calcário, filito e metagrauque. Figuras de erosão na base das camadas, estratificação graduada, «flute casts», laminação paralela e «ripples» de corrente são as estruturas sedimentares predominantes. Espessura visível de cerca de 50m."

Sousa (1982; 1983b) refere o carácter deposicional turbidítico das fácies do Grupo do Douro resultantes do "enchimento progressivo de um «fan» (leque de escorrência submarino)", representando as formações basais zonas mais distais, e as formações do topo zonas mais proximais. Esta opinião é partilhada por vários autores (Silva et al., 1989; Sousa & Sequeira, 1989; Sousa, 1989; Silva & Ribeiro, 1991; Silva & Ribeiro, 1994; entre outros).

Os fósseis são escassos, registando-se apenas o achado de pistas designadas como *Planolites*, observadas na base de uma bancada de metaquartzovaque da Formação do Pinhão (Sousa, 1984), e *Psammichnites ichnosp.* indicando uma idade câmbrica inferior a média (comunicação oral de Gámez-Vintaned, 1995).

Na região de Horta de Numão (Vila Nova de Foz Côa), Silva & Ribeiro (1985) referem a presença dum acidente tectónico de idade sarda que implica a duplicação da sequência estratigráfica previamente estabelecida por Sousa. Este acidente tectónico, referido como carreamento sin-sedimentar da Senhora do Viso, implica a equivalência da Formação de Ervedosa (autóctone) com a Formação de Pinhão (alóctone) e passagem lateral de fácies entre a Formação de Bateiras (autóctone) e a Formação de Rio Pinhão (alóctone) (Sousa, 1985) (figura 1.5 e quadro 1.1). O carreamento da Senhora do Viso foi generalizada para todo o Grupo do Douro de tal forma que, na Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000 (1992), a mancha correspondente ao Grupo do Douro vem diferenciada em duas cores que dizem respeito ao "Autóctone" (ao qual correspondem as Formações de Bateiras e Ervedosa do Douro) e ao "Alóctone" (ao qual correspondem as Formações de Rio Pinhão, Pinhão, Desejosa e S. Domingos). A hipótese de duplicação tectónica generalizada não é aceite por Sousa (comunicação oral no XVI Curso de Actualização de Professores de Geociências, Viseu/1996).

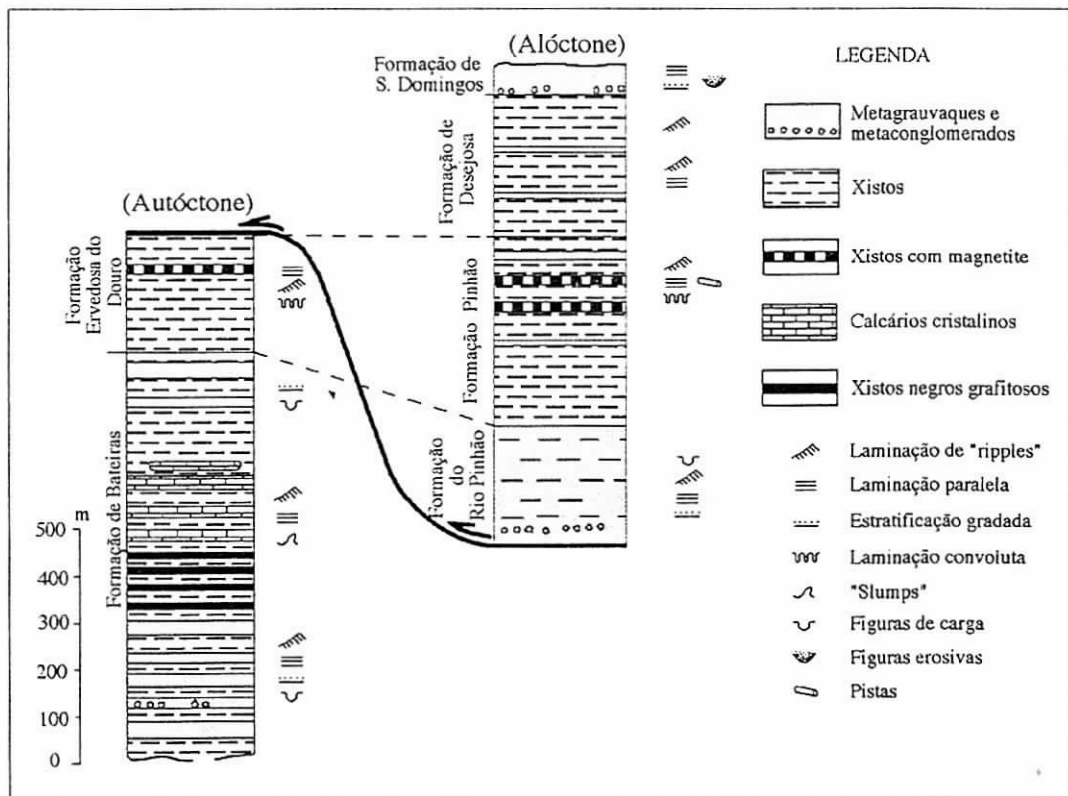


Fig. 1.5 - Duplicação tectónica da sequência estratigráfica do Grupo do Douro (modificado de Silva & Ribeiro, 1991).

Na região de Moncorvo, Rebelo & Romano (1986) referem a não existência de descontinuidade do Ordovícico sobre o Grupo do Douro, onde a Formação da Desejosa passa de forma rápida mas gradativamente à Formação Quinta da Ventosa (possivelmente de idade tremadociana e que poderia ser o equivalente lateral da Formação de S. Domingos), que por sua vez passa gradualmente à Formação Quartzítica (quadro 1.1). Não obstante, na maioria dos casos o Ordovícico inferior encontra-se discordante sobre o Grupo do Douro, por ausência da Formação Quinta da Ventosa.

O achado de trilobites mal conservadas (Trilobites indet.) de idade câmbrica junto ao topo da Formação da Desejosa, na região de Moncorvo, leva a considerar que esta Formação, e todo o Grupo do Douro, seja considerada como Câmbrico (Rebelo & Romano, 1986). Esta opinião vai de encontro à de Sousa (1983b), que atribuía "uma idade câmbrica inferior a médio (ou mesmo superior) de boa parte do CXG do Douro".

Sousa (1989), na região da Maroفا, individualiza duas unidades distintas (quadro 1.1):

Formação da Ponte da Chinchela, inferior, constituída fundamentalmente por xistos negros carbonosos e metagrauvaques escuros e em que lateralmente se manifesta também a presença de rochas calcárias (mármore), frequentemente silicificadas e rochas calco-silicatadas (espessura de 150 metros);

Formação da Excomungada, superior, constituída por quartzitos, rochas greso-conglomeráticas e xistos verdes finamente estratificados (espessura de 300 metros).

Sousa (1989) considera a unidade inferior equivalente lateral do Membro Superior da Formação de Bateiras e a unidade superior equivalente lateral das Formações Ervedosa do Douro, Rio Pinhão e Pinhão (quadro 1.1).

Na região de Arouca, Valle Aguado (1992), com base na cartografia das estruturas variscas, separa duas unidades (quadro 1.1):

Unidade inferior, na qual predominam os termos pelíticos, em geral bastante quartzosos, com algumas intercalações centimétricas de metagrauvaques;

Unidade superior, que começa com níveis lenticulares de conglomerados, passando para o topo a xistos com intercalações milimétricas a centimétricas de metagrauvaque.

Valle Aguado & Martínez Catalán (1994) correlacionam a unidade inferior com a Formação de Monterrubio e a superior com a Formação Aldeatejada; e por sua vez com as Formações de Ervedosa e Rio Pinhão, respectivamente (quadro 1.1).

Valle Aguado (1992) refere a existência de uma lacuna nas partes mais altas do CXG, uma vez que o Ordovícico Inferior repousa sobre diferentes níveis da unidade superior; as variações da L₁ no CXG, as suas diferenças relativamente à série pós-

câmbrica e a lacuna estratigráfica existente são atribuídas à deformação sarda e subsequente período de erosão.

Sousa & Sequeira (1993) posicionam a transição Precâmbrico-Câmbrico no Grupo do Douro a nível da Formação do Pinhão, considerando o Grupo das Beiras como mais antigo (Vendiano), não sendo conhecida a transição entre os dois grupos.

1.3.1.2. Grupo das Beiras

No Grupo das Beiras têm sido identificadas várias sequências litoestratigráficas localizadas em áreas distintas. Tradicionalmente são interpretadas como depósitos turbidíticos, mas recentemente têm sido propostos ambientes de plataforma siliciclástica e glacioderivados para algumas áreas. Na Beira Baixa, foram pela primeira vez definidas por Silva et al. (1988) as Formações de Malpica do Tejo e Rosmaninhal/Perais, e mais tarde acrescentada a Formação de Alameda (Romão, 1991). O Grupo das Beiras encontra-se actualmente na Carta Geológica à escala 1/500 000 (1992) constituído por quatro formações, que da base para o topo são (quadro 1.1):

1. *Formação de Malpica do Tejo* - Caracterizada genericamente por forte predominância de grauvaques relativamente aos pelitos. Encontra-se dividida em dois membros: a) O Membro Inferior é constituído por alternâncias centimétricas a milimétricas de pelitos, por vezes com intercalações de bancadas métricas de grauvaques; apresenta uma espessura aproximada de 150 a 200 metros e passa gradualmente ao membro superior pelo aumento da espessura e da frequência das bancadas de grauvaques. b) O Membro Superior é constituído por sequências decamétricas de bancadas de grauvaque com intercalações de siltitos e pelitos; apresenta uma espessura superior a 1000 metros (Romão, 1991).

2. *Formação de Perais* - "filitos e metagruvaques em proporção semelhante" (Silva et al., 1995).

3. *Formação de Rosmaninhal* - Caracterizada por uma possante sequência pelítica, onde se encontram intercalados diversos níveis de microconglomerados, conglomerados e bancadas métricas de grauvaque. Apresenta uma espessura superior a 1000 metros (Romão & Ribeiro, 1992).

4. *Formação de Alameda* - Caracterizada pela predominância de grauvaques relativamente aos pelitos, com espessura métrica, podendo, por vezes, conter clastos de argila no seu interior. Esta formação é litologicamente semelhante ao membro superior da Formação de Malpica do Tejo. Apresenta uma espessura superior a 1000 metros (Romão & Ribeiro, 1992).

Quando pela primeira vez foi referida a sequência litoestratigráfica no Grupo das Beiras por Silva et al. (1988), ela foi designada de "sequência turbidítica" pelos mesmos autores, de acordo com as ideias vigentes. Este tipo de designação continua a ser utilizada por vários autores (Romão, 1991; Sequeira & Sousa, 1991; Oliveira et al., 1992; Romão & Ribeiro, 1992; Sequeira, 1993; Silva et al., 1995; entre outros), sem que tenha havido um cuidado estudo sedimentológico e estratigráfico das sequências. Na Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000 (1992), estas quatro formações são consideradas de idade câmbria, sendo o Grupo do Douro e o Grupo das Beiras interpretados como "equivalentes laterais".

Romão (1991), na região do Rosmaninhal (Beira Baixa), refere a clara discordância entre os Quartzitos Armoricanos e os metassedimentos do CXG. Neste último conjunto refere a antiforma de Malhadio-Serrinha e a sinforma de Rosmaninhal-Monforte da Beira como sendo originados a partir da interação de dobras sardas "em caixa" com um anticlinório e um sinclinório de primeira ordem variscos; refere estruturas de interferência do tipo I e II de Ramsay (1967). Romão & Ribeiro (1992) referem ainda dois carreamentos tectónicos de idade sarda (Vale da Morena e Boizana), aos quais se sobrepõem dobras variscas com clivagem de plano axial.

Na região de Zebreira-Penamacor, Sequeira (1991) individualiza quatro unidades litoestratigráficas que, da base para o topo, são (quadro 1.1):

Formação de Malpica do Tejo, com bancadas métricas de metagrauvaques;

Formação da Ribeira de Arades, constituída por xistos laminados, que têm intercalados na base conjuntos de bancadas grauvacóides; apresenta espessura superior a 1000 metros;

Formação do Carril das Travessas, formada por metagrauvaques e microconglomerados em bancadas decimétricas a métricas, com algumas intercalações de xistos laminados e espessura não inferior a 1000 metros;

Formação do Cabeço das Popas, unidade fundamentalmente xistenta, mas caracterizada por metaconglomerados de matriz argilosa e clastos com litologia variada, com espessura máxima de 500 metros.

Uma associação de microplancton encontrada em amostras colhidas na Formação do Cabeço das Popas indica uma idade proterozóica superior (Vendiano médio a superior) para esta formação (Sequeira, 1991; Palacios, 1989; Sequeira, 1993). As três últimas formações encontram-se, na Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000 (1992), incluídas na Formação do Rosmaninhal.

Na região de Monfortinho, Sequeira (1993) coloca a possibilidade de a Formação do Cabeço das Popas assentar discordantemente sobre as infrajacentes, atribuindo à discordância uma idade precâmbrica superior. Os argumentos que suportam esta interpretação sintetizam-se em:

a) a Formação do Cabeço das Popas assenta sobre diferentes unidades;

b) parece haver organização estrutural diferente entre a unidade superior e as infrajacentes;

c) os conglomerados de Vale Feitoso, correlativos dos conglomerados do Cabeço das Popas, contêm, entre outros, clastos trabalhados de metagrauvaques das unidades infrajacentes.

Mais recentemente, San José et al. (1995) referem a existência de *dropstones* nas fácies finas laminadas que se intercalam entre os orto e paraconglomerados característicos desta última Formação, que teriam tido uma origem "glacioderivada".

Na região de Coimbra-Lousã, Sequeira & Sousa (1991) individualizam duas unidades litoestratigráficas que, da base para o topo, são (quadro 1.1):

Formação de Rio Ceira-Caneiro essencialmente metagrauacóide, constituída por bancadas decimétricas a métricas que formam pacotes espessos que atingem 30 a 40 metros, separados por intercalações de xistos laminados, de espessura reduzida; apresenta uma espessura mínima de 300 metros;

Formação de Boque-Serpins fundamentalmente pelítica, constituída por xistos cinzentos laminados com alternâncias milimétricas a centimétricas de material arenoso fino ou siltítico e material pelítico; mais para o topo intercalam-se pacotes de metagrauvaques de uns 10 a 15 metros; apresenta uma espessura mínima de 250 metros.

Os autores (Sequeira & Sousa, 1991) sugerem uma deposição em zona próxima de talude, ou mesmo de plataforma. Estas duas formações foram, na Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000 (1992), incluídas na Formação de Perais.

Pereira (1987), apesar de não se propôr a fazer um estudo litoestratigráfico, evidencia a ideia de "monotonia" do CXG, caracterizando-o litologicamente por grauvaques e xistos argilosos e/ou grafitosos na região de Figueiró dos Vinhos - Oleiros - Sertã. Este conjunto lítico foi fortemente afectado por diversos processos tectónicos para os quais contribuíram processos associados à orogenia varisca e mesmo eventos anteriores, provavelmente de idade precâmbrica (Pereira, 1987). Pereira & Pereira (1995) sugerem, utilizando a medida do parâmetro b_0 da célula unitária da mica branca, que os metassedimentos da região da Sertã terão sofrido metamorfismo de pressão mais elevada quando comparados a outros sectores do orógeno hercínico. O metamorfismo de pressão intermédia sofrido pelos metassedimentos do CXG na região da Sertã é interpretado pelos referidos autores como um episódio metamórfico pré-varisco, que está relacionado com a evolução de uma sutura que corresponderia ao actual limite entre a ZCI e a ZOM.

Na região de Mação, em discordância sobre o Grupo das Beiras e em discordância sob o Ordovícico, Conde (1971) refere a existência de uma "sequência vulcano-sedimentar constituída, da base para o topo, por conglomerados, quartzitos, xistos argilosos e vulcanitos ácidos" e à qual chamou **Série Intercalar**.

Ribeiro (1990) denomina-a **Formação de Evendos** (também designada Formação do Vale do Grou por Silva et al., 1988), "unidade essencialmente detrítica de natureza arenito-conglomerática com importante contributo vulcânico na sua fracção clástica, o que lhe confere um carácter vulcano-sedimentar", com uma espessura mínima de 200 metros. A Formação de Evendos assenta discordantemente sobre o Grupo das Beiras, e sobre ela assentam com discordância angular os quartzitos do Arenigiano. A autora (Ribeiro et al., 1993) correlaciona a Formação de Evendos com a Série Intercalar (Conde, 1971), Formação do Pecegueiro e Formação dos Amarelos (Pereira, 1987) e

atribuí-lhes uma idade posterior ao Grupo das Beiras, mas anterior ao Ordovício Inferior (quadro 1.1). Oliveira et al. (1992) correlacionam-nas também com a Formação Ollo de Sapo (Iglesias & Ribeiro, 1981).

Recentemente, Romão & Oliveira (1995) atribuem à Formação do Vale do Grou a designação de Grupo e subdividem-no em três unidades que, da base para o topo, são:

Formação de Ribeira do Ameal, constituída por bancadas amalgamadas conglomerático-areníticas com espessuras entre 2 a 6 metros, que no conjunto atinge os 100 ± 10 metros;

Formação de Vale dos Massos, de espessura estimada em 100 ± 20 metros, constituída por bancadas areníticas métricas intercaladas de arenitos finos e silto-arenitos centimétricos; o limite superior é definido pelo aparecimento de estratos de arenitos (quartzíticos e arcóscicos) estratificados, de espessura centimétrica;

Formação da Pedreira do Ameal, constituído por bancadas de arenitos de granularidade média a fina, intercalados de siltitos e pelitos cinzentos centimétricos, de espessura visível estimada em 50 ± 5 metros.

O Grupo do Vale do Grou é interpretado como resultado duma deposição do tipo fluvio-deltaica, e apresenta-se intruído por corpos tabulares de textura porfiróide caracterizados por pórfiros graníticos.

Mais recentemente, Silva et al. (1995) admitem a existência de um novo Grupo (Arda-Marofa), provisoriamente dividido em duas unidades:

Formação de Póvoa-Sátão, constituída por filitos cinzentos e negros, metargilitos, metaquartzovaques, quartzitos e intercalações de metaconglomerados e raros calcários dolomíticos;

Formação de Excomungada (de Sousa, 1989), que inclui filitos esverdeados, quartzitos e importantes intercalações de bancadas metarenítico-conglomeráticas.

A relação entre as duas unidades é desconhecida, bem como a sua idade e espessura, sendo interpretadas como um "cortejo" transgressivo sobre uma plataforma siliciclástica situada a oeste.

Finalmente, a região do Caramulo-Buçaco estudada no presente trabalho é interpretada como tendo sido depositada num ambiente de sedimentação característico de plataforma externa siliciclástica (Medina et al., 1989; Medina & Rodríguez Alonso, 1991; Medina et al., 1995).

No que respeita a idades radiométricas, são escassas, e as fornecidas por rochas ígneas intrusivas da região de Sardoal-Mação - 530 Ma (Conde, 1971) - e granitóides de Figueiró dos Vinhos, Pedrógrão Grande, Vila Nova e Coentral - 500 a 560 Ma (Pereira & Macedo, 1983) - sugerem uma idade precâmbrica para o Grupo das Beiras. Refira-se a

realização de uma idade modelo Sm-Nd (manto empobrecido) para uma rocha vulcânica ácida intercalada na Formação dos Amarelos, tida como possível equivalente estratigráfico da Formação do Pecegueiro, que se situa por cima do CXG (Pereira, 1987); a datação obtida, 647 Ma (em função do valor de ϵ_{Nd} actual de 0.47), é interpretada como próxima da idade do vulcanismo, o que implicaria considerar a sedimentação do Grupo das Beiras anterior a esta época (Medina et al., 1993).

1.3.2. A situação em Espanha

Em Espanha, na zona de Alcudia-Montes de Toledo, San José et al. (1990) diferenciam duas megaunidades nas rochas ante-ordovícicas da Zona Centro-Ibérica: o Alcudiano Inferior e o Alcudiano Superior-Pusiano (quadro 1.1). Estas duas unidades estão separadas por discordâncias de primeira ordem, estando cada uma delas subdivididas em ciclos sedimentares e em unidades tectonoestratigráficas separados por descontinuidades de ordem inferior (San José et al., 1990).

Vilas et al. (1987) e Peláez et al. (1989) reconhecem, no Alcudiano Superior-Pusiano, com base nas suas características e evolução, cinco episódios sedimentares separados por descontinuidades. Os quatro primeiros episódios constituem o Alcudiano Superior e o quinto episódio sedimentar corresponde ao Pusiano mais o Câmbrico Inferior.

Alvarez-Nava et al. (1988) diferenciam três Grupos que acabam por generalizar para todas as rochas ante-ordovícicas da ZCI em Espanha: Grupo Domo Extremeño, equivalente ao Alcudiano Inferior de Tamain (1973) e Herranz et al. (1977); Grupo Ibor, equivalente ao Alcudiano Superior de Tamain (1973) e Herranz et al. (1977); e Grupo Valdelacasa, equivalente ao Pusiano de San José et al. (1974) (quadro 1.1).

1.3.2.1. Alcudiano Inferior / Grupo Domo Extremeño

O Alcudiano Inferior corresponde à definição original de "Xistos de Alcudia" de Bouyx (1970) ou Alcudiano Inferior de Tamain (1973) e Herranz et al. (1977). Para San José et al. (1990), a base não é conhecida, mas, em comparação com o que se encontra mais a sul, na Zona Ossa Morena, deve estar em discordância ("Discordância Beturiana" de Herranz et al., 1977) sobre um soco previamente tectonizado e metamorfoisado ("Série Negra"). Opinião não partilhada por Vidal et al. (1994a), que, por razões que se verão adiante, consideram a Série Negra ou Grupo Tentudía da mesma idade que o Alcudiano (quadro 1.1). Junto à base apresenta-se conglomerático, passando superiormente a xistos e grauvaques interestraficados, que predominam, dando um carácter monótono à

unidade, ao longo de uma espessura estimada em 4000 metros mínimo mas podendo ter mais de 6000 a 7000 metros.

As estruturas sedimentares identificadas sugerem tratar-se de um depósito com características de leque submarino, incluindo turbiditos clássicos, não obstante terem sido descritas também fácies tempestíticas características de plataforma (San José et al., 1990).

Apresenta-se bastante deformado, como resultado de pelo menos duas orogenias (intra-proterozóica e varisca) que se manifestam na frequente observação de dobras "redobradas" e eixos subverticais.

O metamorfismo que afecta estes sedimentos geralmente não ultrapassa a anquizona (muito baixo grau) e normalmente não afecta a unidade suprajacente, bem como o Paleozóico inferior. Dallmeyer & Pieren (1987) sugerem que o metamorfismo seja o resultado do aquecimento, induzido por um *hot-spot*, que teria ocorrido na base do Silúrico, com base numa datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em rocha total que forneceu valores de 421-423 Ma.

Alvarez-Nava et al. (1988) referem o Alcudiano Inferior com a designação de Grupo Domo Extremeño e, no anticlinal de Valdelacasa, estabelecem, para este grupo, duas formações com uma espessura superior a 9000 metros (quadro 1.1):

Formação Pizarras y Areniscas del Estomiza, constituída por camadas turbidíticas agrupadas em sequências de lóbulo, interlóbulo e de canal alternando com níveis desorganizados;

Formação Limolitas del Cubilar, constituída por depósitos de tempestades localizados numa plataforma pouco profunda com desenvolvimento de sequências deltaicas distais.

Palacios (1989) e Vidal et al. (1994b) referem o Alcudiano Inferior (e Superior) com a designação de Grupo Domo Extremeño no anticlinal de Valdelacasa, no qual Palacios (1989) separa duas formações (quadro 1.1):

Formação Estenilla, sucessão com 500 a 1000 metros de espessura, constituída por dois membros estratigráficos; o Membro I consiste numa alternância de grauvaques e xistos cinzentos com conglomerados lenticulares e alguns níveis de fosfatos; o Membro II consiste numa alternância de rochas areno-lutíticas com siltitos fosfatados. De acordo com Palacios (1989) e Vidal et al. (1994b), esta formação representa depósitos marinhos em ambientes sublitorais.

Formação Cíjara, sucessão com 200 a 1000 metros de espessura, constituída por rochas arenosas imaturas (Membro I) alternando com xistos negros para o topo (Membro II); é frequente encontrarem-se níveis micro-conglomeráticos interestratificados. Esta formação tem sido interpretada como turbiditos depositados numa bacia oceânica (Palacios, 1989; Nozal & Martín Serrano, 1989) e como depósitos

de ambientes tanto sublitorais como de bacia oceânica (Santamaría & Pardo Alonso, 1994).

A idade do Alcudiano Inferior / Grupo Domo Extremeño é actualmente objecto de discussão. San José et al. (1990) consideram que a idade do Alcudiano Inferior é difícil de estabelecer devido à quase total ausência de microfósseis, referindo apenas um registo de acritarcos *Orygmatosphaeridium* sp. e *Protosphaeridium* sp. (Mitrofanov & Timofeiev, 1977), que permitem atribuir-lhe uma idade rifeiana-vendiana inferior. Os microfósseis são questionados por Palacios (1989), e mais recentemente Vidal et al. (1994a) consideram que as estruturas são "artefactos" preservados não considerados como fósseis e portanto sem qualquer relevância na determinação da idade do Alcudiano Inferior / Grupo Domo Extremeño.

Em oposição à atribuição de uma idade rifeiana ao Alcudiano Inferior / Grupo Domo Extremeño, Palacios (1989) e Vidal et al. (1994a; 1994b) defendem uma idade vendiana para esta unidade (quadro 1.1). Os icnofósseis colhidos por Vidal et al. (1994a) em rochas do Alcudiano Inferior são semelhantes às associações de icnofauna registadas no Alcudiano Superior, e estas encontram-se bem classificadas e documentadas como pertencentes ao Neoproterozóico superior (Vendiano) e Paleozóico inferior. Deve aqui ser referido que dois dos três locais amostrados, e que servem de base para esta interpretação, se encontram no corte do Río Huso² em rochas atribuídas, por estes autores, ao Grupo Domo Extremeño (ambos no membro II da Formação Estenilla de Palacios, 1989). Mas San José et al. (1990) consideram que os mesmos afloramentos são Alcudiano Superior, e é aqui que se centra a principal questão que leva os autores das duas correntes a considerarem idades diferentes para o mesmo grupo.

No corte do Río Huso, Palacios (1989), Vidal et al. (1994a) e Gámez-Vintaned et al. (1995) referem a ocorrência de icnofósseis nas Formações Estenilla e Cíjara (Grupo Domo Extremeño), dos quais se destacam *Gordia* ichnosp., *Phycodes* aff. *P. pedum*, *Torrowangea rosei* e *Nimia occlusa*.

No anticlinal de Valdelacasa, Santamaría & Pardo Alonso (1995) diferenciam no alogrupo Domo Extremeño, com espessura superior a 15000 metros, três complexos (quadro 1.1):

Complexo Estomiza, constituído por fácies turbidíticas com desenvolvimento de sequências de lóbulo, canal e talude, intercaladas entre materiais de plataforma influenciadas por ondulação de tempestades e marés, ou fácies de lutitos negros com desenvolvimento de nódulos fosfatados;

² Na literatura também se pode encontrar Río Uso (que é o mesmo rio, simplesmente com diferente grafia: Uso/Huso), ou ainda referido como "corte del ferrocarril". Está localizado no anticlinal de Valdelacasa.

Complexos Uso e Cubilar, muito semelhantes entre si, tratando-se de fácies de plataforma pouco profunda dominada por tempestades, com intercalações de fácies euxínicas.

Na região de Hurdes-Sierra de Gata, Rodríguez Alonso (1985) definiu duas unidades, das quais a inferior é aqui equivalente ao Alcudiano Inferior / Grupo Domo Extremeño (quadro 1.1). A **Unidade Inferior** é essencialmente arenosa, caracterizando-se por apresentar alternâncias de arenitos e lutitos em diversas proporções, juntamente com intercalações de níveis de rochas anfibólicas, conglomerados diversos e outros níveis com aspecto caótico (Rodríguez Alonso, 1985). Rodríguez Alonso et al. (1995) referem, nesta unidade, três domínios que se terão desenvolvido contemporaneamente e onde se desenvolveram fácies de plataforma, de talude e de bacias oceânicas.

Rodríguez Alonso (1982), ainda na região das Hurdes e Sierra de Gata, refere que as estruturas que se observam nos metassedimentos do CXG são o resultado da interferência de dois tipos de dobras (interferência tipo 1 de Ramsay, 1967), um sem xistosidade e pré-varisco, que não afecta os materiais ordovícicos, e outro varisco com S_1 associada. As dobras do primeiro dobramento podem ser observadas em alguns locais, tratando-se de dobras métricas ou decamétricas bastante suaves e assimétricas, sem xistosidade associada, por vezes encontrando-se redobrada por outras com S_1 associada, ou simplesmente observando-se que a xistosidade existente na área as corta obliquamente. Este dobramento pré-varisco teria uma direcção axial aproximada de NE-SW a E-W.

Robles Casas & Alvarez-Nava (1988), na região de Hurdes-Sierra de Gata, diferenciam três conjuntos sedimentares discordantes entre si, fazendo corresponder o inferior, *Série Inferior*, à Unidade Inferior de Rodríguez Alonso (1985) (quadro 1.1).

Mais a sul, na região de Cañaveral-Zarza la Mayor (província de Cáceres), as características litológicas dos metassedimentos anteordovícicos são equivalentes aos da Unidade Inferior (Pérez del Villar & Martín Herrero, 1991).

Roda Quérol (1986), no rio Salor (Cáceres), descreve dobras pré-variscas, que se podem considerar de idade sarda, com charneiras angulosas, ângulo interflancos de 105° (70 a 120°), comprimentos de onda de 100 a 165 metros e amplitudes de 30 metros. Os seus eixos apresentam grande dispersão de orientações dentro dos quadrantes NE-SW, que diz ser devido ao efeito da primeira fase varisca.

1.3.2.2. Alcudiano Superior / Grupo Ibor

Com significado estratigráfico de San José (1983; 1984), o Alcudiano Superior corresponde ao de Tamain (1973) e Herranz et al. (1977) e assenta discordantemente sobre o Alcudiano Inferior (quadro 1.1). A discordância é estratigráfica à escala regional, o que implica a existência de uma fase de deformação compressiva, paleoalteração e erosão do substrato antes da deposição do Alcudiano Superior (San José et al., 1990; Santamaría & Pardo Alonso, 1994). Esta discordância intra-precâmbrica foi pela primeira vez definida no vale do rio Esteras (Anticlinal de Valdemanco) por Bouyx (1970) e reconhecida no vale de Alcudia por Crespo & Rey (1971). Posteriormente vários trabalhos (por exemplo: Tamain, 1972; Parga & Vegas, 1974; Capote et al., 1977; Moreno, 1977; Roiz, 1979; Roiz & Vegas, 1980; Pieren, 1985) negam a existência da discordância, considerando que toda a sedimentação do Precâmbrio teve lugar durante o mesmo ciclo. Posteriormente, Pieren et al. (1987) reconhecem a sua existência no anticlinal de Agudo, e Palero (1993) evidencia a existência da discordância intra-precâmbrica no anticlinal de Alcudia através das lineações L_1 , que se apresentam verticalizadas no Alcudiano Inferior, enquanto que no Superior se apresentam subhorizontais, concluindo pela existência de uma etapa deformativa intra-precâmbrica que afectou exclusivamente o conjunto inferior (Alcudiano Inferior).

O Alcudiano Superior apresenta grande diversidade litológica, reflectindo uma sucessão terrígeno-carbonatada, com grande diversidade de fácies, indicando ambientes sedimentares desde continentais (leques aluviais e fluviais), fluvio-mareais, deltaicos, passando por plataformas siliciclásticas e carbonatadas, até talude e leque submarino com turbiditos proximais e distais (San José et al., 1990). Na opinião destes autores o Alcudiano Superior é na sua maioria Vendiano superior, não se excluindo a possibilidade de a sua base poder ser Vendiano médio ou mesmo inferior.

Corresponde ao Alcudiano Superior o Grupo Ibor de Alvarez-Nava et al. (1988). No anticlinório de Ibor, estes autores definem duas formações com espessura máxima de 1100 metros (quadro 1.1):

Formação Limolitas del Castañar, constituída por materiais de preenchimento de canal;

Formação Detrítico-carbonatada de Valdecañas, constituída por bancadas oolíticas e barras quartzíticas.

No anticlinal de Valdelacasa, Santamaría & Pardo Alonso (1995) diferenciam no alogrupo Ibor, em discordância sobre o alogrupo Domo Extremeño e com espessura mínima de 1300 metros, dois complexos (quadro 1.1):

Complexo Castañar, inferior, constituído maioritariamente por lutitos bandados anóxicos;

Complexo de Valdecañas, superior, constituído por fácies lutíticas pro-deltaicas com intercalações de corpos arenosos.

Na região de La Serena, Pieren et al (1991) referem um sistema de *fan deltas* progradante para N e NE sobre um substrato alcudiano inferior, ou inclusivamente sobre depósitos marinhos penicontemporâneos. Sobre eles encontram-se depósitos de plataforma siliciclástica e carbonatada, sobre os quais repousam depósitos continentais que representam meios progressivamente distais de um sistema *braided*.

Correspondem ao Alcudiano Superior-Pusiano (Vilas & San José, 1990; San José et al., 1990) o Grupo Rio Huso no anticlinal de Valdelacasa e o Grupo Ibor no anticlinal de Ibor-Guadalupe (Vidal et al., 1994b). Estas duas unidades assentam, com passagem gradual ou com discordâncias locais, sobre o Grupo Domo Extremeño, representando o Grupo Rio Huso uma plataforma terrígena instável e o Grupo Ibor uma plataforma carbonatada. A correlação entre estes dois grupos é feita com base no fóssil *Cloudina hartmannae*, que se encontra num nível de calcários do Grupo Ibor, e em clastos carbonatos na "Megabrecha del Membrillar" e no "Nível de Fuentes", localizado na base do Grupo Rio Huso (quadro 1.1).

No anticlinal de Valdelacasa, no corte do Rio Huso e no corte do Rio Estena (Palacio del Membrillar), Palacios (1989), Vidal et al. (1994b) e Gámez-Vintaned et al. (1995) colocam o Nível de Fuentes (=Megabrecha del Membrillar ou **Olitostroma del Membrillar**, base do Grupo Rio Huso) em continuidade deposicional sobre a Formação Cijara (Grupo Domo Extremeño), apesar de localmente ser discordante. Vidal et al. (1994b) e Palacios & Vidal (1995) interpretam a megabrecha como resultante do colapso da plataforma carbonatada adjacente (Grupo Ibor), e as dobras que localmente se observam na unidade subjacente (Grupo Domo Extremeño) são interpretadas como dobras de arrasto (*slumps*) contemporâneas da deposição da megabrecha. Em contraposição, Moreno (1977), Capote et al. (1977) e San José et al. (1990) interpretam as dobras observadas na unidade subjacente (Alcudiano Superior) como o resultado de uma importante fase de deformação que actuou previamente à deposição da megabrecha.

Na região de Hurdes-Sierra de Gata, Rodríguez Alonso (1985) definiu duas unidades, das quais a superior é equivalente ao Alcudiano Superior-Pusiano de Vilas & San José (1990) e San José et al. (1990) (quadro 1.1). A **Unidade Superior** é caracterizada por um predomínio lutítico, apresentando vários intervalos de xistos negros, entre os quais se encontram outros constituídos por alternâncias lutítico-arenosas

com algum nível conglomerático, calcários e níveis anfibólicos interestratificados que reflectem vulcanismo associado (Rodríguez Alonso, 1985; Rodríguez Alonso et al., 1995b); a análise das associações de fácies permitiu deduzir, para toda a sequência, uma sedimentação numa palataforma externa ocasionalmente sujeita a correntes geradas por tempestades, numa área com relativa instabilidade tectónica, provavelmente associada a actividade vulcânica (Rodríguez Alonso et al., 1995b). A ocorrência de *Cloudina* e *Acritarcos*, juntamente com alguns icnofósseis, sugere uma idade vendiana superior-câmbrica inferior (Vidal et al., 1994a; Pérez García, 1996).

Com base em critérios estruturais, a Unidade Superior de Rodríguez Alonso (1985) foi mais tarde subdividida em duas "Series" (Intermédia e Superior), as quais estariam em discordância entre si e em discordância sobre a Série Inferior (Robles Casas & Alvarez-Nava, 1988) (quadro 1.1). A Série Intemédia, correspondente a parte da Unidade Superior de Rodríguez Alonso (1985), que Robles Casas & Alvarez-Nava (1988) correlacionam com o Grupo Ibor de Alvarez-Nava et al. (1988) (quadro 1.1); é constituída por um conjunto pelítico basal e por materiais detrítico-carbonatados com brechas calcárias intercaladas para o topo, representando um meio de talude/plataforma.

1.3.2.3. Pusiano / Grupo Valdelacasa

O Pusiano (com significado estratigráfico de San José, 1983 e 1984), assim designado por ter sido pela primeira vez identificado junto ao rio Pusa (San José et al., 1974), apresenta grande variedade litológica, destacando-se na base uma megabrecha -"Nível de Fuentes" (Moreno, 1974)- que assenta discordantemente sobre a unidade anterior (quadro 1.1). Segundo San José et al. (1990), esta discordância tem extensão regional e é tanto angular como erosiva, podendo inclusivamente ter feito desaparecer algumas unidades cartográficas dos episódios anteriores. Em contraposição, segundo Vidal et al. (1994b), esta discordância é apenas local e a megabrecha assenta em continuidade deposicional sobre a unidade subjacente. O Pusiano passa superiormente a litologia variada onde se destacam as "Pizarras del Pusa" (San José et al., 1974).

De acordo com San José (1983), o conteúdo fóssilífero, escasso junto à base, ao qual se atribui uma idade vendiana-câmbrica (Brasier et al., 1979), e relativamente abundante nas Pizarras del Pusa, de idade câmbrica, permite colocar o limite Precâmbrico-Câmbrico algures nesta unidade. O Câmbrico Inferior datado ("Areniscas del Azorejo") encontra-se em concordância sobre o Pusiano.

Alvarez-Nava et al. (1988) designam o Pusiano por Grupo Valdelacasa, que assenta discordantemente ora sobre o Grupo Domo Extremeño ora sobre o Grupo Ibor nos anticlinais de Valdelacasa, Villarta e Abenojar. O conteúdo paleontológico permite

atribuir-lhe uma idade câmbrica inferior e é constituído, da base para o topo, pelas seguintes formações (quadro 1.1):

Nível de Fuentes com espessura de 165 metros, constituído por um olitostroma calcário descontínuo, cujos clastos são interpretados como resultantes da plataforma detrítico-carbonatada de Ibor.

Formação Limolitas del Pusa com uma espessura média de 4000 metros, constituída por uma sucessão silto-pelítica com intervalos desorganizados, e níveis conglomeráticos de quartzo e fosfato desorganizados, depositados num ambiente de plataforma-talude.

Formação Areniscas del Azorejo com espessura máxima de 650 metros, constituída por arenitos e quartzitos em bancadas alternando com xistos; representa uma sucessiva superficialização da bacia.

Formação Calizas de Los Navalucillos com espessura máxima de 150 metros, constituída por calcários, dolomias e materiais detríticos correspondendo a depósitos perimareais e bioconstruídos.

Santamaría & Pardo Alonso (1994), no anticlinal de Valdelacasa, designam o Pusiano por Alogrupo Valdelacasa, com uma espessura total de 5000 metros; nele diferenciam (quadro 1.1):

Complexo Fuentes, interpretado como resultado do dismantelamento das plataformas carbonatadas do alogrupo Ibor e incorporação de materiais do alogrupo Domo Extremeño;

Complejo Pusa, caracterizado pelo desenvolvimento de fácies de plataforma pouco profunda que alternam com episódios de águas estratificadas com fácies anóxicas e formação de nódulos de fosfato.

Santamaría & Remacha Grau (1994), ao contrário da generalidade dos autores, destituem o carácter de "isócrona" para o Nível de Fuentes, uma vez que o consideram como multievento.

Na região de Hurdes-Sierra de Gata, com base em critérios estruturais, Robles Casas & Alvarez-Nava (1988) separam a Série Superior, que correlacionam com o Grupo de Valdelacasa e com a parte superior da Unidade Superior de Rodríguez Alonso (1985) (quadro 1.1). A **Série Superior** assenta discordantemente sobre a Série Intermédia e apresenta, junto à base, um nível megabréchico calcário com cerca de 50 metros, que os autores equivalem ao Nível de Fuentes.

Na região a sul de Salamanca, a sequência estratigráfica é, da base para o topo, a seguinte (Díez Balda, 1986) (quadro 1.1):

Formação Monterrubio (Neoproterozóico inferior-Câmbrico), com cerca de 2000 metros de espessura, caracterizada pela presença de estratos decamétricos detrítico-

quartzíticos intercalados numa série fundamentalmente xistenta; inicialmente interpretada pela autora como depositada por correntes densas num leque submarino profundo, é actualmente interpretada como resultado da sedimentação numa plataforma siliciclástica com repetidas variações do nível do mar e acção da ondulação (Nozal & Robles Casas, 1988).

Formação Aldeatejada, concordante sobre a anterior, espessura de 2000 a 3000 metros, fundamentalmente xistenta, com intercalações de arenitos, alguns níveis carbonatados brechóides e paraconglomerados; xistos negros laminados e conglomerados fosfatados que se encontram junto à base desta formação foram mais tarde interpretados como contornitos (Oczlon & Díez Balda, 1992) depositados num ambiente de plataforma.

Alvarez-Nava et al. (1988) correlacionam estas duas formações com o Grupo Valdelacasa (quadro 1.1).

O achado de acritarcos *Synsphaeridium* sp. e *Micrhystridium dissimulare* em brechas da Formação Aldeatejada (Díez Balda & Fournier Vinas, 1981) sugere uma idade neoproterozóica superior-câmbrica; Vidal et al. (1994) reclassificam estes microfósseis como *Heliosphaeridium* sp. Uma vez que o Câmbrico inferior fóssilífero ("Formación Areniscas de Tamames") assenta em concordância sobre a Formação Aldeatejada, Díez Balda & Fournier Vinas (1981) sugerem que a parte alta de Aldeatejada seja de idade câmbrica inferior. A presença de *Treptichnus?* sp na parte alta da Formação de Aldeatejada e por baixo do primeiro registo de *Rusophycus* (Cordubiano superior) no membro I da Formação Areniscas de Tamames, também sugere uma idade câmbrica inferior (Cordubiano inferior) para a parte mais alta da Formação Aldeatejada (Rodríguez Alonso et al., 1995a).

Para o topo, a Formação Aldeatejada passa gradualmente a sequências do Câmbrico Inferior, situadas no flanco norte do sinclinal de Tamames, onde foram descritas duas formações (García de Figuerola & Martínez García, 1972; Díez Balda, 1986): Areniscas de Tamames e Calizas de Tamames.

A **Formação Areniscas de Tamames**, com espessura máxima de 500 a 600 metros, é constituída por arenitos ricos em quartzo e sericite com intercalações de xistos arenosos, e é interpretada como tendo sido depositada num ambiente submareal. O registo fóssil permite atribuir-lhe uma idade câmbrica inferior.

A **Formação Calizas de Tamames**, com espessura variável, é constituída por calcários e dolomias com intercalações xistentas e é interpretada como tendo sido depositada num ambiente mareal.

Recentemente, Rodríguez Alonso & Palacios (1995) subdividem as sucessões Neoproterozóico-Câmbricas na Zona Centro-Ibérica (CXG) em duas "unidades" (quadro 1.1). À "**unidade inferior**" corresponde o Grupo das Beiras em Portugal, o Alcudiano Inferior (Vilas & San José, 1990; San José et al., 1990) e o Grupo Domo Extremeño (Alvarez-Nava et al., 1988; Vidal et al., 1994a e b) nos Montes de Toledo, Extremadura e Vale de Alcudia (Espanha), a Unidade Inferior (Rodríguez Alonso, 1985) e a Série Inferior (Robles Casas & Alvarez-Nava, 1988) nas Hurdes e Sierra de Gata (Espanha). À "**unidade superior**" corresponde o Grupo do Douro em Portugal, o Alcudiano Superior e Pusiano (Vilas & San José, 1990; San José et al., 1990), os Grupos Ibor e Valdelacasa (Alvarez-Nava et al., 1988) e os Grupos Río Huso e Ibor (Vidal et al., 1994a e b) nos Montes de Toledo, Extremadura e Vale de Alcudia (Espanha), a Unidade Superior (Rodríguez Alonso, 1985), as Série Intermédia e Superior (Robles Casas & Alvarez-Nava, 1988) nas Hurdes e Sierra de Gata, e as Formações de Monterrubio e Aldeatejada (Díez Balda, 1986) em Salamanca (Espanha). A figura 1.4, com base no Mapa Geológico da Península Ibérica na escala 1:1 000 000, mostra como estas duas unidades estão distribuídas geograficamente na Península Ibérica.

Entre a "unidade inferior" e a "unidade superior", Bouyx (1970), Crespo & Rey (1971), San José (1983), Pieren et al. (1987), Alvarez-Nava et al. (1988), Nozal et al. (1988), Pardo Alonso & Robles Casas (1988), Martín Herrero (1989), San José et al. (1990), Palero (1993), Santamaría & Pardo Alonso (1995), entre outros, interpretam uma discordância estratigráfica à escala regional resultante de uma fase de deformação compressiva, paleoalteração e erosão da unidade inferior antes da deposição da unidade superior, que começa com depósitos com fácies de talude (nível de Fuentes).

Todavia, a cartografia regional e a análise de fácies sedimentares nos anticlinais de Ibor e Valdelacasa e na região de Hurdes-Sierra de Gata sugerem que a discordância mencionada seja interpretada como descontinuidades intraformacionais localizadas, resultantes da ruptura duma plataforma adjacente terrígeno-carbonatada, como resposta a sismo-eventos, que terá dado lugar a *slumps*. Este facto está de acordo com uma sedimentação num contexto tectónico de blocos subsidentes, onde terá ocorrido dobramento local, não havendo grandes *hiatus* e por conseguinte não implicando deformação e metamorfismo intensos à escala regional (Rodríguez Alonso et al., 1993; Vidal et al., 1994b; Santamaría & Remacha Grau, 1994; Rodríguez Alonso & Palacios, 1994; Rodríguez Alonso et al., 1995b).

As reconstruções paleomagnéticas para o período de tempo Precâmbrico superior posicionam a sedimentação Neoproterozóico-Câmbrica na Península Ibérica como formando parte, com os terrenos Avalonia e Cadomia, de uma longa faixa tectono-estratigráfica que marginava o bordo norte do super-continente proto-Gondwanico (Bond

et al., 1984; Van der Voo, 1988; Keppie & Dallmeyer, 1989; Murphy & Nance, 1989; Nance et al., 1991; Dalziel et al., 1994; Nance & Murphy, 1994; entre outros) (figura 1.6). Pensa-se que os terrenos Avalonia e Cadomia terão sido elementos desmembrados, embora próximos, duma margem de placa activa durante o final do Precâmbrico.

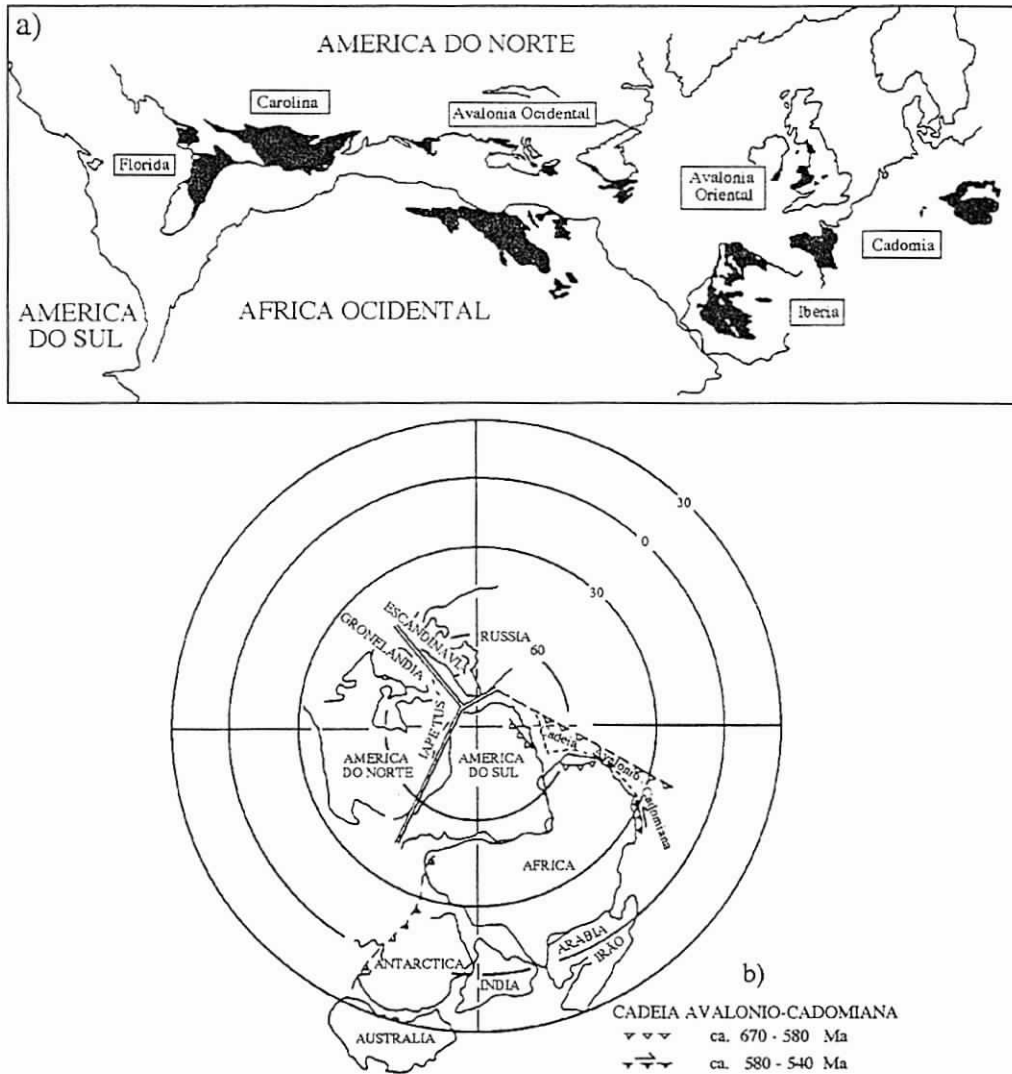


Fig. 1.6 - a) Distribuição dos terrenos neoproterozóicos e sequências Acado-Bálticas do Paleozóico inferior (a preto), numa reconstrução "pré-deriva", numa área circum-atlântico norte (simplificado de Keppie & Dallmeyer, 1989. In: Nance & Murphy, 1994). b) Localização proposta para a Cadeia Avalónio-Cadomiana (modificada de Van der Voo, 1988), e localização das placas e seus limites associadas ao início do ciclo Iapetus, durante o desmembramento do supercontinente precâmbrico. Reconstrução em rede polar de igual área (pólo sul) de Bond et al. (1984). In: Murphy & Nance, 1989.

Com base na semelhança de possantes sequências sedimentares, na actividade tectónica e magmática e na presença de sequências sedimentares de plataforma câmbrico-ordovícicas com fauna Acado-Baltica, observadas nestes terrenos, Nance et al. (1991)

consideraram que a evolução tectono-sedimentar da cadeia orogénica avalónio-cadomiana decorreu no intervalo de tempo ~700-540 Ma e regista a transição de um regime de arco magmático extensional no final do Precâmbrico, para um ambiente de plataforma estável no início do Paleozóico.

Segundo Nance et al. (1991), o modelo tectónico para a cadeia Avalónio-Cadomiana durante o Precâmbrico superior - Câmbrico inferior é constituído por duas etapas (figura 1.7):

(a) Desenvolvimento de um sistema de arco magmático extensional, com bacias de arco vulcânico associadas, relacionado com subducção oblíqua durante o Precâmbrico superior (~700-560 Ma).

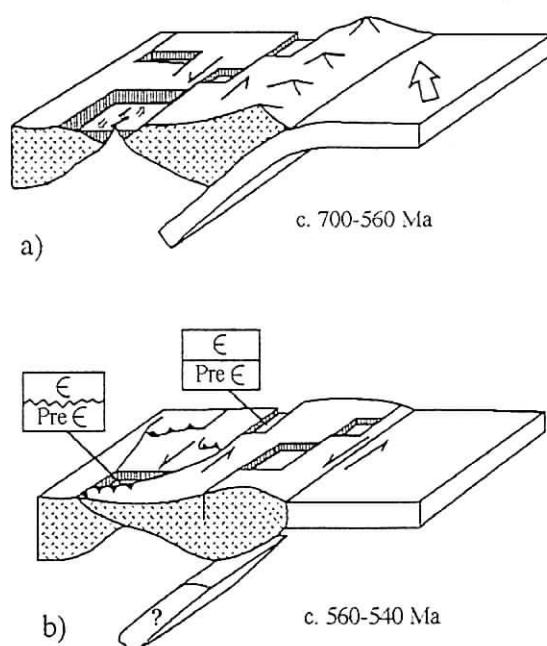


Fig. 1.7 - Modelo tectónico esquemático para a cadeia avalónio-cadomiana durante o Precâmbrico superior e o Paleozóico inferior. a) Subducção oblíqua durante o Precâmbrico superior e formação de um arco magmático extensional com várias bacias de arco vulcânico localmente pavimentadas por crusta oceânica. b) Fim da subducção com o desenvolvimento de um sistema de falhas esquerdas, fecho de algumas bacias de arco vulcânico e formação de *grabens* tipo *pull-apart* durante o final do Precâmbrico e início do Câmbrico. A deformação de rochas precâmblicas pode ter sido suave ou localmente intensa, podendo daí resultarem tanto descontinuidades como discordâncias angulares na transição Precâmbrico-Câmbrico. (modificado de Nance et al. 1991).

(b) Finalização da subducção, com o fecho de algumas bacias de arco vulcânico juntamente com a abertura localizada de bacias tipo *pull-apart*, devido ao desenvolvimento de um sistema de falhas transformantes esquerdas, no final do Precâmbrico e início do Câmbrico (~560-540 Ma). Este regime de deslizamento parece ter permanecido localmente durante o Câmbrico e acompanhado pelo desenvolvimento de

plataformas marinhas pouco profundas cujas sequências contêm fauna Acado-Báltica. Como resposta a este regime tectónico, as rochas precâmblicas podem ter registado uma deformação suave ou uma deformação local intensa, daí poderem ter resultado descontinuidades ou discordâncias angulares a marcar o limite Precâmbrico-Câmbrico.

Segundo Rodríguez Alonso & Palacios (1995), a etapa (a) encontra-se bem representada na Península Ibérica por rochas proterozóicas na Zona Ossa Morena, que incluem uma "cunha" de metassedimentos constituída por quatro sequências, sobre as quais repousa em descontinuidade a Formação Torreárboles de idade câmbrica inferior (Liñan, 1978; Liñan et al., 1993). Estas rochas constituem um soco polimetamórfico resultante da acreção de várias "escamas" tectónicas sobrepostas, que ocorreu durante a subducção cadomiana ao longo da Zona de Cisalhamento Badajoz-Córdoba (Quesada, 1990; Quesada et al., 1990; Apalategui et al., 1990; Abalos & Eguiluz, 1992).

Nesta perspectiva, a idade rifeiana atribuída aos estratos pertencentes à Série Negra (Zona Ossa Morena), baseada em dados bioestratigráficos, foi questionada por Palacios (1989) que, perante o achado de novos icnofósseis, atribuiu-lhe uma idade vendiana ou mais jovem. A comprová-lo estão os dados publicados por Schäfer et al. (1993) no valor de 565 ± 35 Ma, determinados por datação U-Pb em zircões detríticos, que indicam a idade máxima de deposição da Formação Tentudía (Série Negra). Com base nestes dados, Vidal et al. (1994a) propõem para a maioria das sequências estratigráficas ante-ordovícicas da Zona Centro Ibérica uma idade de deposição equivalente à Formação Tentudía na Zona Ossa Morena; esta deposição estaria limitada a um pequeno intervalo de tempo no Neoproterozóico (provavelmente ao Vendiano). Se assim fôr, a deformação Pan-Africana considerada até agora como aquela que se fez sentir nas rochas do Alcudiano Inferior, terá que ser restringida à orogenia cadomiana, ou a uma deformação ainda mais recente (Vidal et al., 1994a; Rodríguez Alonso & Palacios, 1995).

A etapa (b) encontra-se também bem representada na Península Ibérica, especialmente a norte da Zona de Cisalhamento Badajoz-Córdoba, onde as sequências neoproterozóicas mais possantes e mais bem estudadas dão passagem gradual aos depósitos do Câmbrico (Montes de Toledo e sul de Salamanca). Da mesma maneira, a ausência de depósitos câmbricos nas partes central e ocidental da Zona Centro Ibérica, e ainda a forte descontinuidade que separa as sequências neoproterozóicas das sequências marinhas pouco profundas do Câmbrico inferior nas Zonas Cantábrica e Astúrico Leonesa e na Zona Ossa Morena, reflectem o quanto eram diferentes os regimes tectónicos nessas zonas da Península Ibérica durante o Neoproterozóico-Câmbrico (Rodríguez Alonso & Palacios, 1995).

1.4. ANTECEDENTES NO CONHECIMENTO GEOLÓGICO DA REGIÃO ESTUDADA

A maioria dos trabalhos que aqui vão ser referidos não tratam exactamente as rochas objecto de estudo desta tese, mas outros materiais circundantes que, de um ou outro modo, acabam por referi-los.

Um dos primeiros trabalhos que se refere a estes materiais é a Carta Geológica de Portugal de 1899 à escala 1/500 000, aos quais Nery Delgado atribui uma idade câmbrica designando-os por Cb¹ "schistos e grauwackes azoicos". Já em 1905 Delgado considera que os estratos Cb¹, a que também designa "formação schistosa da Beira", devem formar essencialmente a divisão superior do Precâmbrico, mais exactamente o Algônquico (Proterozóico, na terminologia actual), e considera que o Precâmbrico (Cb¹) passa gradualmente ao Arcaico (Z) devido ao aumento de metamorfismo.

Thadeu (1951) atribui aos "Xistos argilosos das Beiras" uma idade algônquica, reforçando a sua opinião com base na ausência de fósseis, não excluindo de todo a possibilidade de poderem representar o Câmbrio inferior.

Schermerhorn (1955; 1956) atribui aos "Xistos das Beiras" uma idade infracâmbrico (Vendiano), mas incluindo o Georgiano, o Acadiano e talvez ainda parte do Potsdamiano (Câmbrio Inferior, Médio e Superior respectivamente). Considerava que os "Xistos das Beiras" são o caso típico de um possante conjunto de sedimentos areno-argilosos com aspectos litológicos característicos de depósitos pré a sin-orogénicos (tipo *flysch*) depositados em geóssinclinal e conclui que tanto as sequências xisto-grauváquicas finas como as intercalações mais grosseiras foram em parte ou na totalidade depositadas por meio de correntes de turbidez. Este autor refere ainda que os xistos da região de Cáceres passam gradualmente à parte SE dos "Xistos das Beiras" e a área de Salamanca continua para NE de Portugal, denotando assim já uma preocupação na identificação de dois grandes conjuntos que poderiam corresponder aos actuais Grupos das Beiras e Douro. Já em 1980, Schermerhorn atribui aos Xistos das Beiras "uma idade principalmente câmbrica, talvez, também em parte, precâmbrica superior".

Quanto a fósseis, há a referir o achado de *Lingulella major n. sp.* em rochas ante-ordovícicas na Serra do Marão (Grupo do Douro), de duvidosa atribuição temporal (Ribeiro et al., 1962; Teixeira et al., 1964).

No sinclinal do Buçaco, estrutura originada durante a primeira fase de deformação varisca, pode observar-se uma das sequências estratigráficas paleozóicas mais completas da zona centro de Portugal que foi estudada por Delgado em 1908, sobre a qual executou

um trabalho estratigráfico e paleontológico memorável. Aqui já Delgado evidencia a discordância do sinclinal do "Bussaco" sobre os xistos precâmbrios do grande afloramento da Beira.

Teixeira & Martins, em 1959, estudam o afloramento ordovícico de Arganil e fazem uma breve referência aos materiais ante-ordovícicos que o rodeiam, descrevendo-os como "sobretudo grauvaques, alguns passando a quartzitos, e xistos argilosos" (Teixeira & Martins, 1959; pág. 218).

Martins (1962) publica a Memória e Mapa Geológico da região do Caramulo, que abrange parte da área deste trabalho, onde faz uma descrição cuidadosa de vários afloramentos, referindo as suas características principais. Destaca o predomínio dos "xistos argilosos, macios, cinzentos, e os xistos cloríticos, esverdeados, pouco micáceos" tratando-se de "rochas correspondentes às fácies dos xistos verdes, de metamorfismo epizonal". Refere ainda que "os grauvaques e grés quartzíticos, de xistosidade mal definida ou praticamente inexistente, fazem, no geral, parte da formação xistenta, onde afloram sob a forma de bancadas intercaladas, passando, de modo gradual ou não, aos xistos adjacentes" (Martins, 1962; pág. 131).

Em 1968, a Junta de Energia Nuclear publica a Memória e Mapa Geológico da região centro de Portugal, à escala 1/200 000, onde faz referência à mancha das Beiras do Complexo Xisto-Grauváquico na parte ocidental da serra do Caramulo.

Oen (1970), ao analisar os níveis de conglomerados intercalados nos Xistos das Beiras (CXG), perto de Castelo de Paiva, descreve a interferência de uma fase de dobramento de idade câmbrica superior, também referida como fase sarda, com orientação aproximada N-S a NE-SW, com a primeira fase de dobramento varisco, com orientação predominante NW-SE.

Ribeiro (1974) sugere, para a região de Trás-os-Montes Oriental, a existência de uma deformação pré-varisca, dada a grande variação do mergulho dos eixos das dobras variscas, apresentando uma reconstrução da geometria das dobras sardas, descrevendo-as como dobras em caixa (*box-folds*), com direcções E-W a NE-SW, com plano axial muito pouco inclinado e sem desenvolvimento de xistosidade.

Godinho (1974) estuda o plutonometamorfismo (no sentido de Oen, 1970) da antiforma Porto-Tondela e a sua influência na região do Caramulo, onde define o zonamento metamórfico de extensão regional resultante deste metamorfismo.

Godinho (1980) estuda o plutonito do Caramulo, no qual define cartograficamente os granitóides que o integram e a sua análise químico-mineralógica "à luz" dum modelo factorial.

Teixeira publicou vários trabalhos referentes a este tipo de materiais, encontrando-se a maior parte deles sintetizados no seu livro sobre o Precâmbrico e Paleozóico de Portugal (Teixeira, 1981). Aqui faz referência a vários afloramentos na área e atribui uma idade de Precâmbrico Superior Terminal, designando estas formações de Hispaniano ou Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovício.

Com especial realce para o granito de Tábua e seu encaixante, Pereira (1991) caracteriza geológica, petrográfica, mineralógica, geoquímica e isotopicamente as rochas aflorantes na área situada a SE da faixa plutonometamórfica Porto-Tondela, com maior incidência nas graníticas.

Ponte & Pereira (1991a; 1991b) individualizam três conjuntos litológicos no Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovício que circunda a faixa ordovícica de Arganil: um basal, essencialmente pelítico, outro areno-pelítico e o terceiro, situado no topo da sequência, areno-quartzítico. Fazem uma análise estrutural cuidada dos dobramentos no CXG no bordo SW da faixa ordovícica de Arganil, onde põem em evidência pelo menos um dobramento pré-varisco de rumo NE-SW.

Garcia et al. (1993) obtêm os elipsóides de deformação finita medidos em grãos de quartzo e em *skolithos*, para o cálculo da deformação sofrida pelo sinclinal Ordovício do Buçaco (macroestrutura formada durante a F_1 varisca), concluindo que esta macrodobra pode ter sido obtida por um processo de flexura ortogonal com estiramento em α , o qual originou uma dobra concêntrica. Em sequência, Dias & Ribeiro (1993) concluem que os elipsóides oblato são resultado da deformação F_1 , enquanto que os elipsóides prolato encontrados na terminação NW do sinclinal são devidos à posterior movimentação dextra induzida pelo cisalhamento Porto-Tomar durante a F_3 varisca.

Na Carta Geológica de Portugal na escala 1/500 000, editada pelo Instituto Geológico e Mineiro (1992), a área correspondente ao CXG objecto do presente trabalho corresponde à Formação do Rosmaninhal (Grupo das Beiras).

No seio da área aflora a conhecida bacia de Mortágua, à qual Birot (1944) lhe dedica um artigo no qual ficam enunciados e discutidos os principais problemas da evolução geológica e morfológica. Carvalho (1961/62) faz a cartografia pormenorizada dos afloramentos geológicos, e Ferreira (1978) faz o estudo sedimentológico dos depósitos.

Cunha (1992) estuda a estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário que se encontram discordantemente sobre os materiais subjacentes, e sua reconstituição paleogeográfica.

Geomorfologicamente, os trabalhos principais a referir são os de Ferreira (1978) e Daveau et coll. (1985/86) nos quais é feito um estudo cuidado da diversidade regional do relevo no Norte e Centro de Portugal, onde se localiza a maior parte da área aqui estudada. Remete-se o leitor a estes trabalhos, para esclarecimento de questões de carácter geomorfológico.

Finalmente, Medina et al. (1989) e Medina & Rodríguez Alonso (1991) têm estudado esta área sob o ponto de vista litoestratigráfico e estrutural, onde foram definidas três unidades litoestratigráficas deformadas pela orogenia varisca.

2. ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA

Na região estudada podem-se distinguir, sob o ponto de vista estratigráfico, vários conjuntos litológicos sedimentares dispostos discordantemente uns sobre os outros. São de referir: o Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico (CXG); as formações do Ordovícico, Silúrico e Devónico; os materiais permo-carbónicos; o Cretácico Superior; e por fim o Cenozóico indiferenciado. Este capítulo trata a estratigrafia e sedimentologia do CXG, já que o estudo dos materiais suprajacentes não são objecto deste trabalho.

O CXG, na área estudada, é constituído por um conjunto litológico bastante homogéneo de predominância pelítica, no qual não se encontram níveis guia cartografáveis. Como se pode ver no mapa geológico, o CXG encontra-se estruturado com uma orientação predominante WNW-ESE e onde por vezes há um predomínio de estratos arenosos, enquanto que noutras locais há um predomínio de material silto-argiloso.

As rochas estudadas foram afectadas por uma deformação e metamorfismo regionais que não ultrapassa a fácies dos xistos verdes, pelo que a nomenclatura completa deveria incluir o prefixo meta; mas, devido a que as características originais são reconhecíveis e são o objectivo principal deste trabalho, optou-se por não utilizá-lo.

Cartograficamente podem-se, portanto, individualizar estratos e/ou conjuntos de estratos de predominância arenosa com espessuras superiores à dezena de metros. É com base neste critério que estratigraficamente se individualizam quatro "unidades" informais, que passam gradualmente umas às outras e que foram designados de Unidades I, II, III e IV¹. Dada a deformação que actuou na área, as quatro unidades desenvolvem-se, da base para o topo, de norte para sul (ver mapa anexo).

¹ Segundo o G.E.I. (1980) as características que um conjunto de materiais deve cumprir para serem considerados como unidades formais são: presença de limites bem definidos, litologia diferenciada e que seja cartografável. A nomenclatura estratigráfica prevê a utilização de unidades com carácter informal para agrupar conjuntos de estratos, em função das suas litologias, quando se inicia o estudo estratigráfico de uma região. Uma vez que nas 4 unidades definidas os limites não são precisos, dada a generalizada homogeneidade litológica, o único critério utilizado para as separar foi o cartográfico, pelo que aqui são designadas de informais.

Tendo em conta o predomínio pelítico bastante "monótono" em toda a sequência, utilizaram-se para a interpretação sedimentológica as características dos arenitos intercalados nos pelitos, pelo que as colunas estratigráficas estudadas foram levantadas em locais onde estas apresentavam melhor exposição para o seu estudo (figura 2.1). Do seu estudo definiram-se fácies, que foram agrupadas em associações de fácies, de forma a construir um modelo que possa reflectir o ambiente sedimentar em que estas rochas foram depositadas.

2.1. UNIDADE I

A Unidade I é a unidade inferior e é a que se situa mais a norte, formando uma franja NW-SE entre o granito de Caramulo e a bacia meso-cenozóica de Mortágua. Cartograficamente apresenta uma orientação NW-SE, encontrando-se fortemente afectada pela segunda fase de deformação varisca (ver mapa anexo). O seu limite inferior é desconhecido, e o superior foi posicionado no "último" conjunto arenoso com possança decamétrica e com suficiente continuidade cartográfica (mais de 3 km). Apesar do limite inferior não ser conhecido, pode-se estimar uma espessura mínima de 1000 metros.

A Unidade I é caracterizada por um predomínio pelítico no qual existem, principalmente na metade inferior, conjuntos de estratos arenosos (arenitos) de espessura decamétrica e extensão lateral quilométrica, intercalados nos pelitos (siltitos e argilitos). Os estratos arenosos apresentam, na maioria dos casos, geometria lenticular e lateralmente vão-se substituindo uns aos outros, resultando a expressão cartográfica já referida e que se pode observar no mapa geológico em anexo.

Na figura 2.2 está representada, de modo esquemático, a sequência estratigráfica geral desta unidade. Nela pode-se observar intercalações arenosas nos primeiros 300 metros, aos quais se seguem alternadamente uma centena de metros de pelitos e uma centena de metros de arenitos. Junto à base observam-se, num estrato arenoso com espessura inferior a 1 metro, "nódulos" negros, com forma e dimensão de amêndoas, que correspondem a nódulos fosfatados. Os 500 metros seguintes são dominados por pelitos, com um ou outro nível arenoso lenticular intercalado, culminando com estratos arenosos possantes e pelitos negros intercalados.

Foram realizados três perfis litoestratigráficos, em afloramentos favoráveis localizados ao longo da unidade, como se pode observar na figura 2.2. Estes encontram-se esquematizados com detalhe nas figuras correspondentes, pelo que no seguimento se destacarão os aspectos de maior importância.

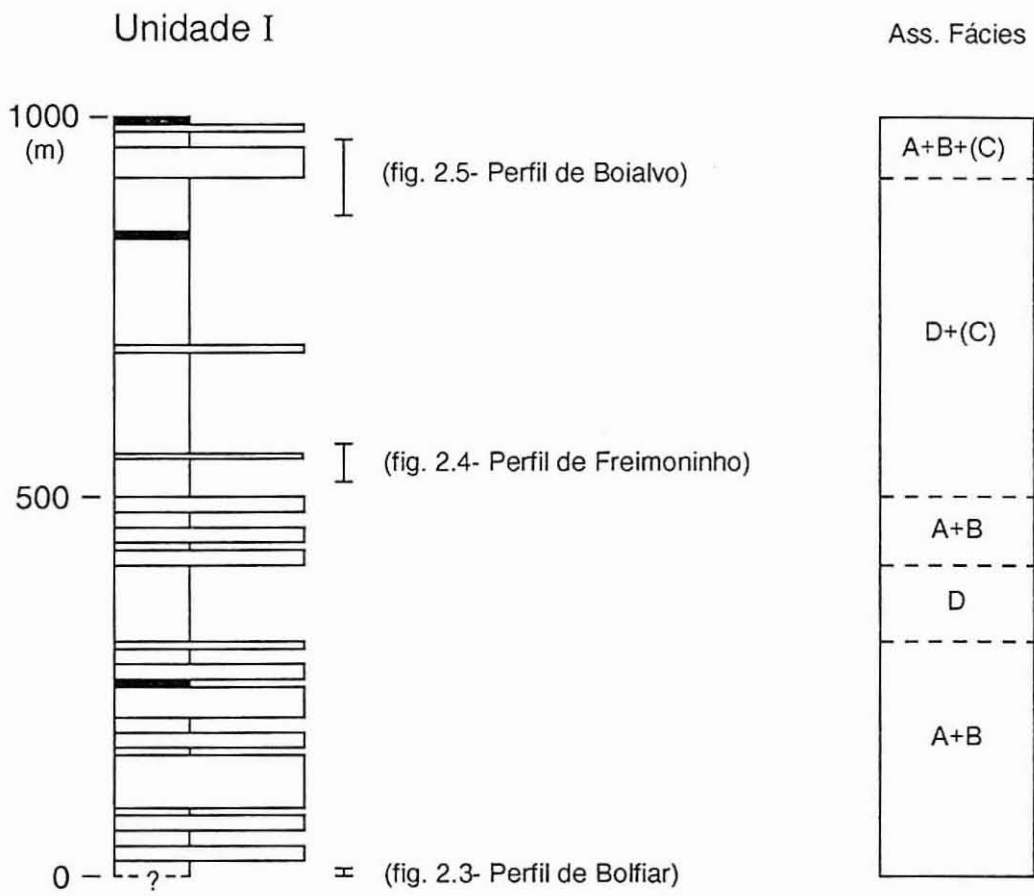


Fig. 2.2 - Sucessão estratigráfica da Unidade I inferida a partir da cartografia realizada.

2.1.1. Perfil de Bolfiar

Unidade: I

Localização: km 26.6 da EN 230 (estrada que liga Águeda ao Caramulo)

Folha topográfica: 197 (Oliveira do Bairro) na escala 1:25 000, editada pelo S.C.E.

Coordenadas: U.T.M. 29TNE520908

Possança: 4 metros

Comentário: A estratificação apresenta-se sub-horizontal e a polaridade estratigráfica está invertida.

Na figura 2.3 pode-se observar que o perfil de Bolfiar é constituído por alternâncias areno-pelíticas granodecrescentes que constituem um conjunto maior estratocrescente. A espessura das sequências é variável de 5 a 40 centímetros. As estruturas sedimentares mais representativas são, da base para o topo: granosselecção de areia média a fina, terminando com argilas, laminação paralela e laminação cruzada com *ripples*. Na base, os níveis arenosos apresentam estruturas de deformação por escape de fluidos de pequena escala do tipo estruturas em chama (*flame structures*). A geometria dos corpos arenosos caracteriza-se por ser tabular; e alguns são lenticulares de reduzidas dimensões.

Quando está presente, a associação areia de grão fino e argilas mostra um carácter granodecrescente e rítmico, denotando que a sedimentação resultou de um processo de desaceleração da corrente.



Fig. 2.3 - Perfil de Bolfiar.

2.1.2. Perfil de Freimoninho

Unidade: I

Localização: Este perfil encontra-se à entrada da povoação de Freimoninho.

Folha topográfica: 198 (Castelões, Tondela) na escala 1:25 000, editada pelo S.C.E.

Coordenadas: U.T.M. 29TNE613885

Possança: 50 metros

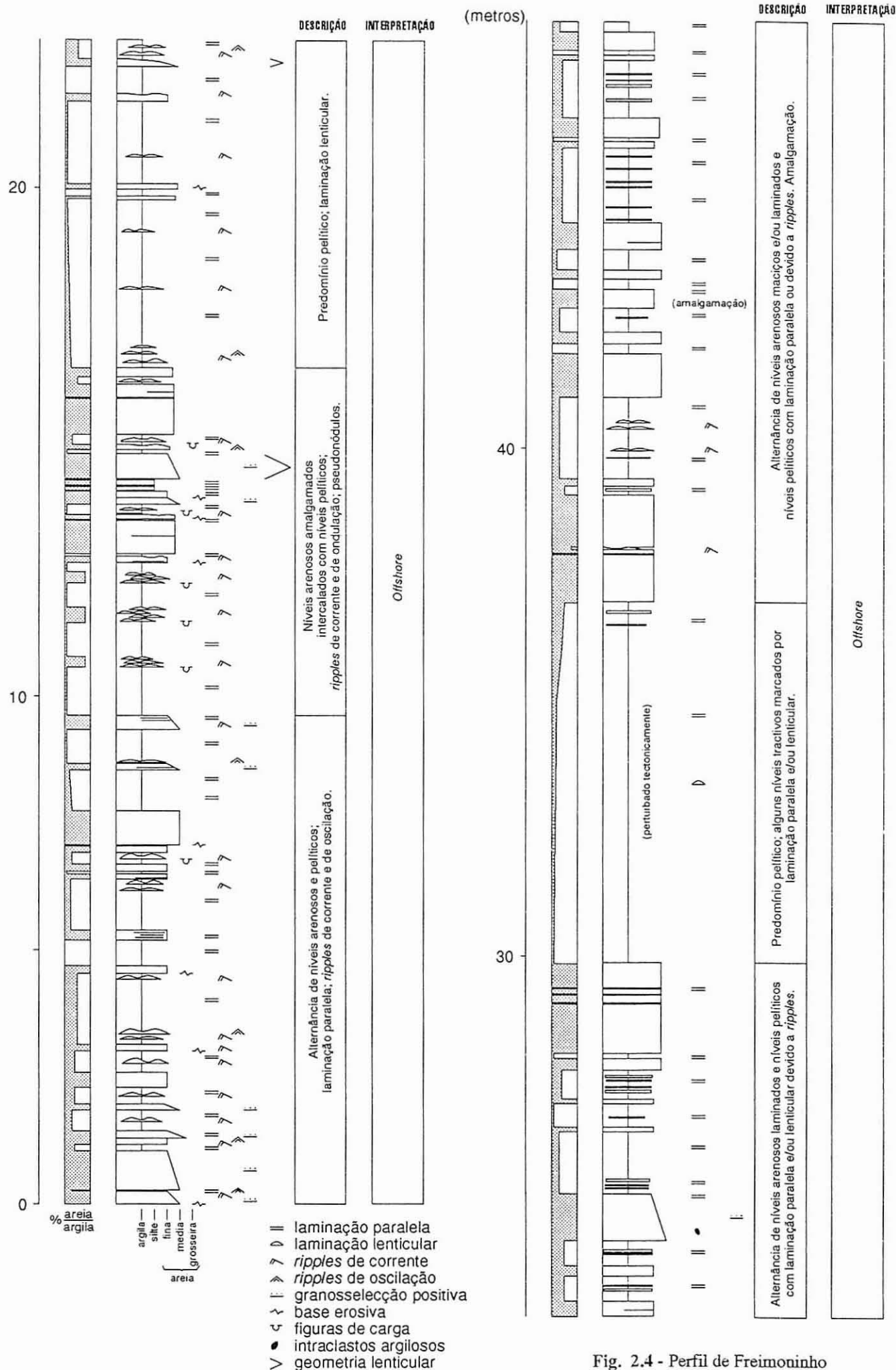
Comentário: A estratificação apresenta-se subvertical e o topo das camadas está para E.

Do ponto de vista estratigráfico, no perfil de Freimoninho observa-se um predomínio pelítico, sendo mais raros os intervalos arenosos. Como se pode ver na figura 2.4, este perfil foi levantado numa área onde os intervalos arenosos são mais frequentes, mas pouco possantes, com a finalidade de estudar a relação entre os níveis das duas composições. Em traços gerais, a sucessão é constituída por uma alternância de níveis pelíticos e areno-quartzosos, podendo reconhecer-se alguns intervalos com maior ou menor predomínio de um deles.

Os estratos arenosos são de cor bege, tamanho de grão fino a médio, raramente grosseiro, e apresentam geometria tabular ou lenticular. Apresentam-se laminados (estratificações cruzadas de baixo ângulo com lâminas muito finas dando o aspecto de serem laminações paralelas), frequentemente amalgamados. Os topos destes estratos podem estar retocados por *ripples* de oscilação e de corrente.

Os níveis pelíticos são de cor cinzenta, nos quais se intercalam níveis de arenitos de grão muito fino, ou siltitos (foto 2.1). Nas argilas, as estruturas mais representativas são a laminação paralela de decantação e, quando aparecem os níveis arenosos, a estratificação mais representativa é a lenticular, identificando-se *ripples* de oscilação e/ou de corrente.

No conjunto, observa-se uma organização em sequências estratocrescentes constituídas por sequências granodecrescentes.



2.1.3. Perfil de Boialvo

Unidade: I

Localização: km 0.2 da EN 334-1 (estrada que liga Águeda a Mortágua), perto do vértice geodésico de Boialvo.

Folha topográfica: 198 (Castelões, Tondela) na escala 1:25 000, editada pelo S.C.E.

Coordenadas: U.T.M. 29TNE578828

Possança: 100 metros

Comentário: A estratificação apresenta uma atitude média de N105,55N e a sequência estratigráfica está invertida (topo para sul).

O perfil de Boialvo pode ser subdividido em 5 intervalos que, da base para o topo, são (figura 2.5):

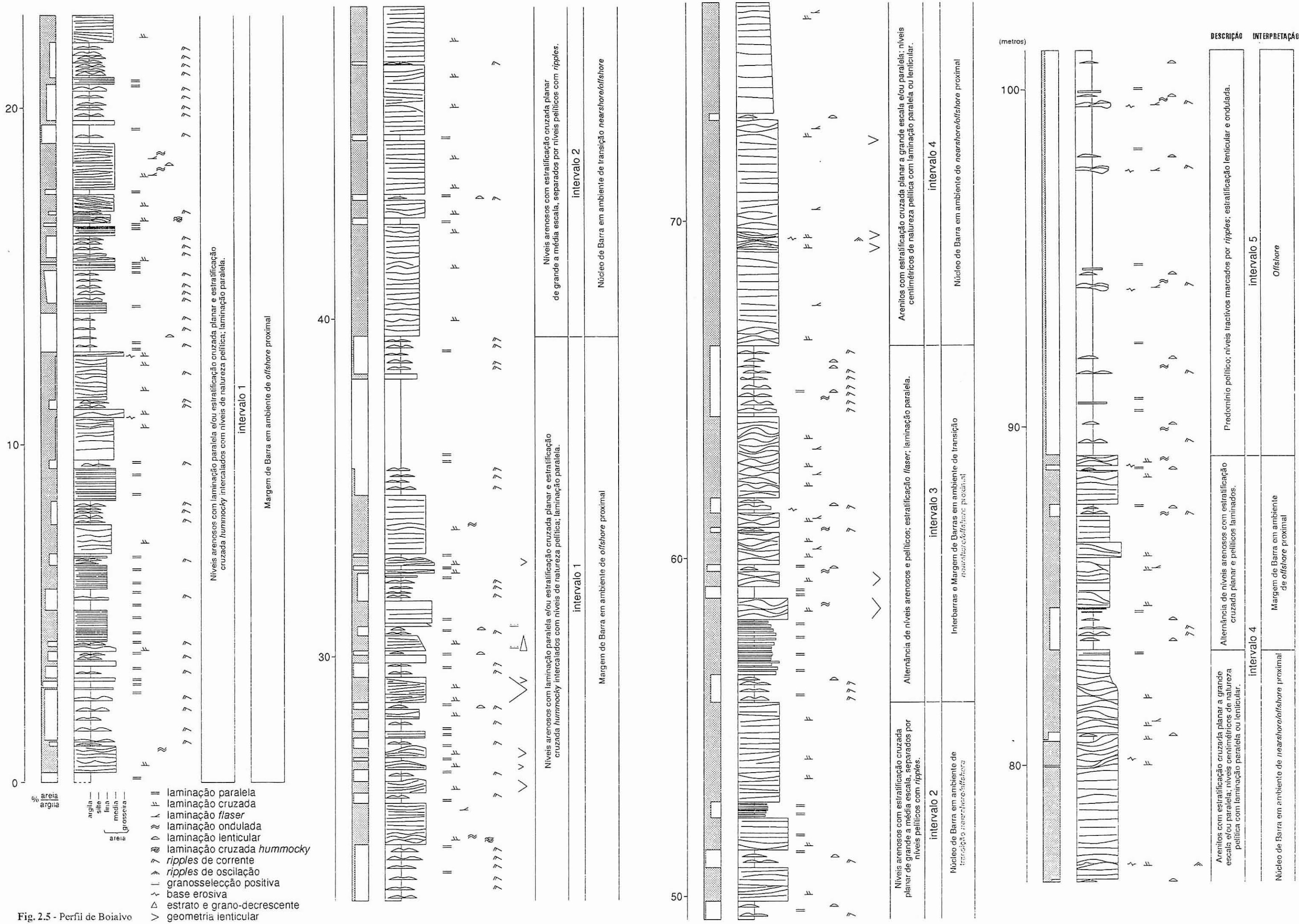
Intervalo 1- Com uma espessura aproximada de 40 metros, é constituído por uma alternância de arenitos e pelitos (foto 2.2). Os níveis arenosos apresentam tamanho de grão fino a grosseiro, geometria tabular dominante e lenticular para o topo. A estruturação interna dos estratos é caracterizada pela presença de laminação paralela, estratificação cruzada planar e de tipo *hummocky*. (foto 2.3). Alguns dos estratos apresentam carácter granodecrescente.

Os níveis pelíticos intercalados são de cor cinzenta e podem apresentar laminação paralela de decantação ou maciça. É frequente encontrar níveis de areia de grão fino, ou silte, apresentando o estrato alternância destas duas litologias (foto 2.4). Os níveis de areia e silte apresentam *ripples*.

Intervalo 2- Apresenta uma espessura total de 16 metros. Compreende um conjunto de camadas arenosas que variam de 1 a 3 metros, individualizadas por níveis pelíticos de 5 a 15 centímetros. As camadas arenosas apresentam grão médio e geometria tabular. Internamente apresentam estratificação cruzada planar de grande a média escala mostrando retoques de *ripples* no topo do estrato. Normalmente, os corpos arenosos são mais potentes na base do intervalo, com amalgamações, e estão separados por pequenos níveis pelíticos. Para o topo as fracções finas apresentam maior espessura e mostram uma organização alternante de arenitos e pelitos com estratificação lenticular e, mais raramente, *flaser*.

Intervalo 3- Com uma espessura total de 10 metros, é definido por um conjunto de estratos predominantemente arenosos nos quais se intercalam alguns níveis pelíticos. Os estratos arenosos apresentam tamanho de grão médio a grosseiro e geometria tabular ou lenticular; apresentam laminação cruzada planar a

Fig. 2.5 - Perfil de Boiaiva



grande escala e baixo ângulo, laminação paralela, laminação *flaser*, ou então são maciços. Os níveis pelíticos apresentam laminação paralela e mais raramente lenticular. No conjunto organizam-se em pequenas sequências granodecrescentes.

Intervalo 4- Apresenta uma espessura aproximada de 22 metros. É constituído essencialmente por material arenoso de espessura métrica com intercalações pelíticas centimétricas.

O mais característico deste intervalo é a geometria e a organização interna dos estratos arenosos (foto 2.5). Os arenitos apresentam-se em estratos possantes limitados por planos de estratificação (erosivos) irregulares, separados por lâminas de argila contínuas ou descontínuas. Internamente, a estrutura sedimentar presente é sempre a estratificação cruzada, com grande número de lâminas e de pequena espessura. Os topos dos estratos arenosos podem apresentar-se retocados por *ripples* de oscilação ou de corrente. A geometria característica é a de grandes *megaripples*, constituindo campos de grande extensão lateral, substituindo-se uns aos outros ou então apresentando formas sigmóidais (foto 2.6), sendo frequente os topos apresentarem estruturas de retoque. A sobreposição dos *megaripples* constitui um conjunto de barras de grandes dimensões, tanto lateral como verticalmente.

Intervalo 5 - Este último intervalo apresenta uma espessura mínima visível de 12 metros e é constituído principalmente por pelitos com laminação paralela de decantação. Os níveis arenosos de grão fino ou silte, de espessura milimétrica a centimétrica, são raros e, quando presentes, mostram laminação cruzada, lenticular e ondulada.

No geral, no perfil de Boialvo observa-se um aumento do tamanho do grão dos arenitos e da espessura dos estratos, da base para o topo. A sua arquitectura sequencial é complicada, uma vez que se vai manifestando um carácter granodecrescente das sequências individuais e um carácter estratocrescente para o topo, interrompido pela organização que apresentam as macrossequências. A arquitectura sequencial das macrossequências manifesta-se pelo agrupamento dos intervalos anteriormente descritos. Assim, os intervalos 1 e 2 apresentam no conjunto um carácter estratocrescente das sequências granodecrescentes das quais são formados, e os intervalos 3 e 4 um carácter estratocrescente constituído por sequências granodecrescentes individuais. É de referir a passagem brusca entre os intervalos 4 e 5, com o desaparecimento quase total dos níveis arenosos mais espessos.

2.2. UNIDADE II

A Unidade II dispõe-se cartograficamente a sul da unidade inferior, numa faixa com orientação aproximada E-W e sobre a qual foi depositada a bacia terciária de Mortágua (ver mapa anexo).

A característica mais importante que define esta unidade é o domínio exclusivo de material pelítico, entre o qual se intercalam delgados corpos de arenitos de grão fino (figura 2.6). A passagem da unidade inferior à Unidade II não apresenta um limite bem definido, dado o carácter informal com que se definiram as quatro unidades, mas antes transicional, e foi posicionado quando o predomínio arenoso dá lugar ao pelítico, isto é, por cima do último conjunto arenoso com espessura decamétrica e extensão lateral quilométrica; a passagem inferior é também caracterizada pela ocorrência de material silto-argiloso de coloração negra junto à base da Unidade II. O limite superior, também transicional, foi colocado quando o predomínio argiloso dá lugar ao arenoso.

Apesar dos seus limites serem transicionais, podemos estimar uma espessura aproximada de 1500 metros.

Na figura 2.6 está representada, de modo esquemático, a sequência estratigráfica desta unidade. Pode-se observar que ela é praticamente só constituída de material silto-argiloso, com escassos conjuntos de estratos arenosos decamétricos, cartograficamente muito espaçados, na parte central e na parte superior da sucessão estratigráfica. Dada a má exposição da maioria dos afloramentos, apenas se realizou um perfil estratigráfico localizado junto à base da unidade.



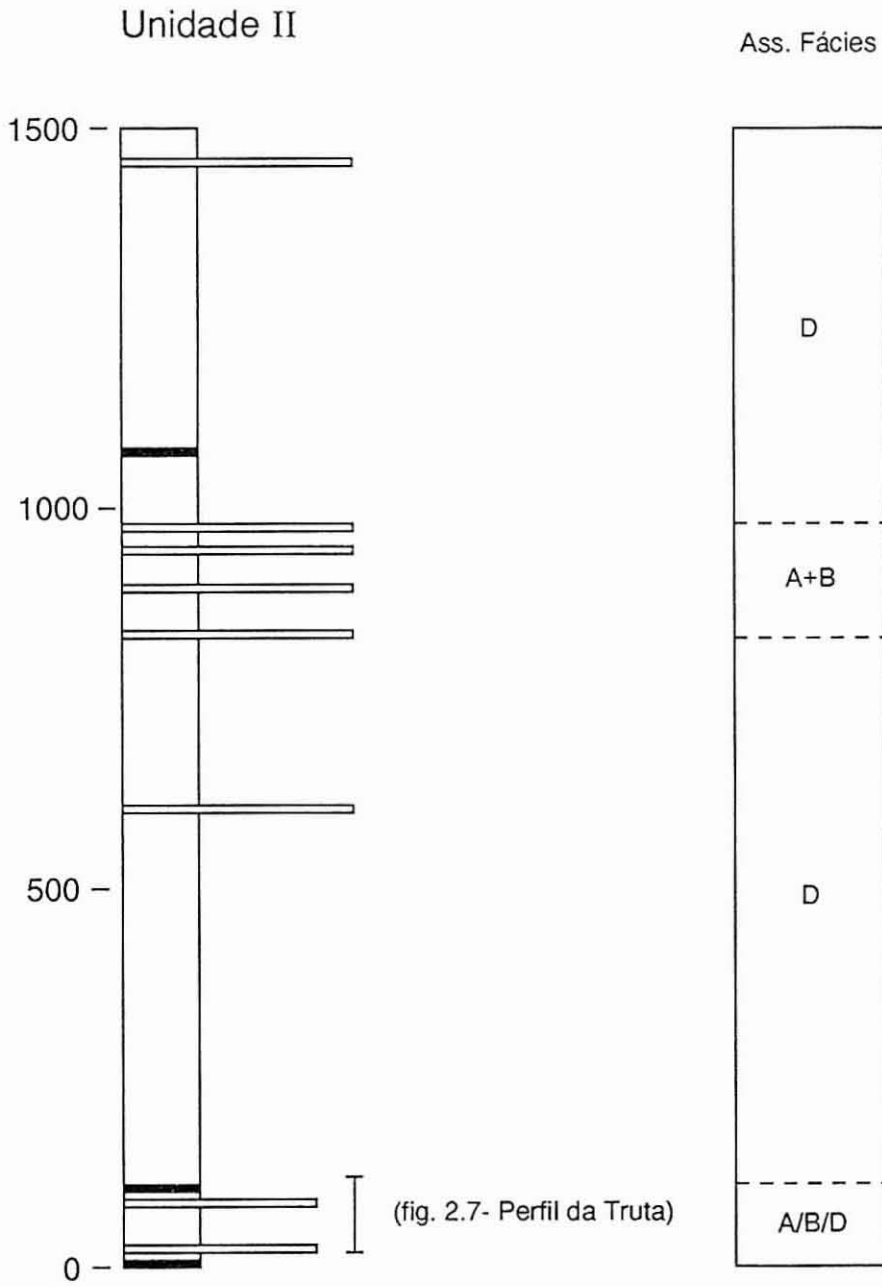


Fig. 2.6 - Sucessão estratigráfica da Unidade II inferida a partir da cartografia geológica realizada.

2.2.1. Perfil da Truta

Unidade: II

Localização: km 0.9 da EN 334-1 (estrada que liga Águeda a Mortágua).

Folha topográfica: 198 (Castelões, Tondela) na escala 1:25 000, editada pelo S.C.E.

Coordenadas: U.T.M. 29TNE582824

Possança: 95 metros

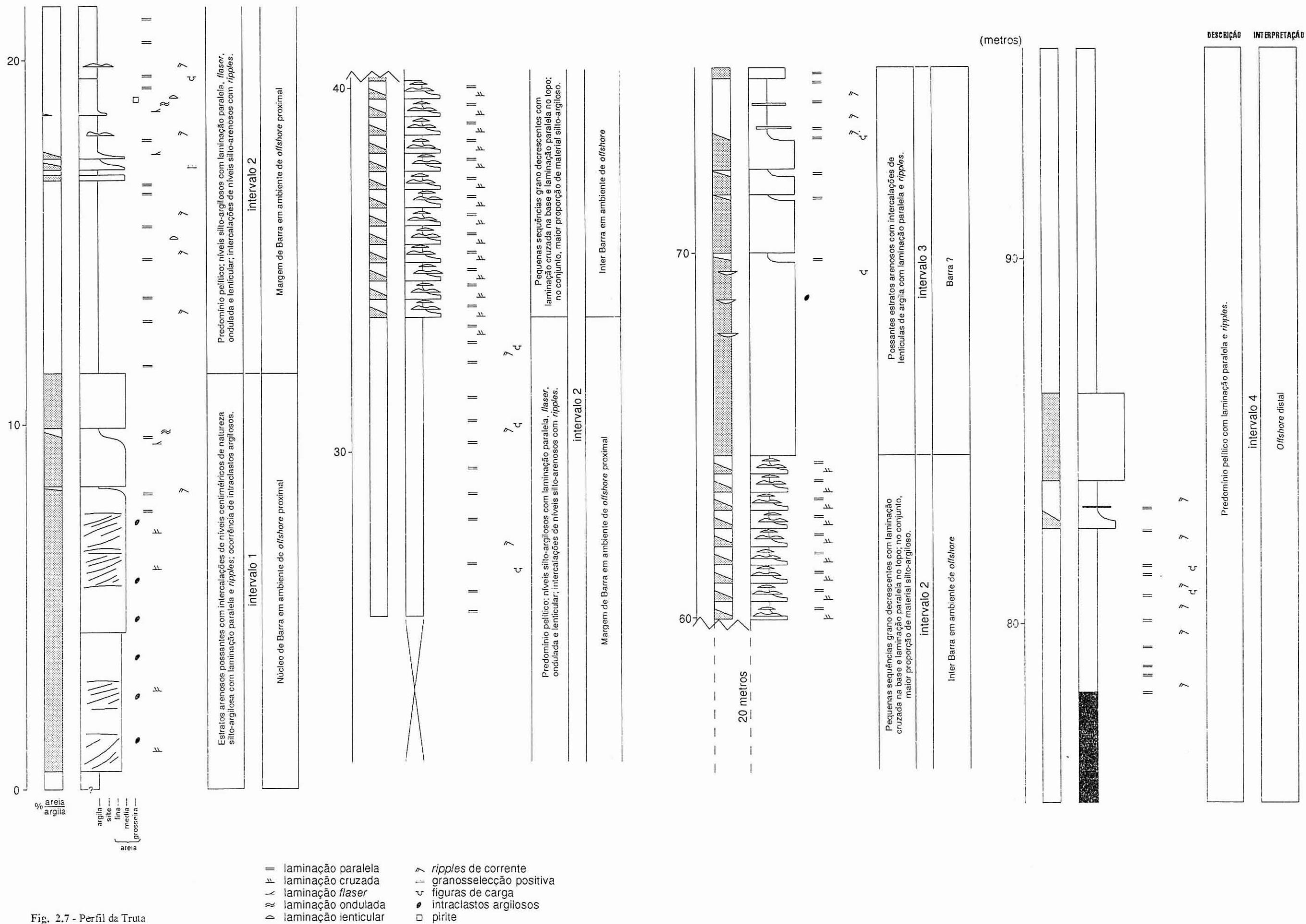
Comentário: A estratificação apresenta uma atitude média de N115,42N e a polaridade está invertida (topo para sul).

A primeira dezena de metros, de predominância arenosa, pode ainda corresponder ao topo da Unidade I. O material silto-argiloso que ocorre ao longo deste perfil é maioritariamente de coloração muito escura, quase negra. De referir que esta característica não é sintomática da Unidade II, observando-se principalmente no seu início.

O perfil de Truta foi descrito ao longo de aproximadamente 100 metros, e nele podem-se evidenciar quatro intervalos que, da base para o topo, são (figura 2.7):

Intervalo 1- Uma dezena de metros de estratos arenosos possantes mostrando um carácter estratodecrescente. Os estratos arenosos encontram-se separados por níveis pelíticos centimétricos, por vezes descontínuos. A superfície basal é erosiva e parte dos níveis argilosos estão incorporados como intraclastos na base dos estratos. A estrutura dominante são as estratificações cruzadas, organizadas num ou em vários *cosets*, mostrando uma diminuição do ângulo das lâminas em direcção ao topo do estrato. É frequente apresentarem o topo retocado por *ripples*.

Intervalo 2- Apresenta uma espessura total aproximada de 55 metros, nos quais predominam litologias silto-argilosas. Os primeiros 20 metros apresentam raros níveis arenosos de pequena espessura e continuidade no afloramento, ou ainda estratificação lenticular. Pode-se observar estratificação *flaser* e laminação paralela de decantação. Os 30 metros seguintes denunciam um enriquecimento de material arenoso, alternando com pelitos e mostrando uma alternância de arenitos e pelitos que, para o topo do intervalo apresentam carácter rítmico areno-pelítico, constituindo pequenas sequências granodecrescentes com duas litologias muito



bem diferenciadas. Os arenitos apresentam laminação cruzada e os pelitos laminação paralela de decantação, podendo-se observar também *ripples*.

Intervalo 3- Uma dezena de metros de estratos arenosos possantes com intercalações lenticulares silto-argilosas com laminação paralela e *ripples*. As características sedimentares são muito semelhantes ao intervalo 1. Os intervalos 2 e 3 constituem, no conjunto, uma macrossequência estratocrescente.

Intervalo 4- Predomínio pelítico com laminação paralela e *ripples* com intercalação de estratos arenosos. O mais característico deste intervalo é a presença de um nível de pelitos negros maciços na base, com 3 metros de espessura, seguido de 4 metros de pelitos com laminação paralela de decantação e *ripples*. Seguem-se 4 metros de estratos arenosos, terminando com 10 metros de argila maciça.

2.3. UNIDADE III

A Unidade III encontra-se cartograficamente a sul da unidade anterior e, tal como as outras, desenvolve-se numa faixa de orientação aproximada E-W.

O limite inferior da Unidade III é transicional e foi posicionado quando o predomínio pelítico dá lugar ao arenoso, isto é, na base do primeiro estrato arenoso com expressão cartográfica. O limite superior, também transicional, foi colocado quando o predomínio arenoso dá lugar ao argiloso, isto é, por cima do último estrato arenoso com expressão cartográfica.

Apesar dos seus limites serem transicionais, podemos estimar uma espessura máxima inferior a 2000 metros.

Esta unidade é caracterizada pela presença de corpos arenosos, com extensão lateral quilométrica e espessura decamétrica, intercalados em material silto-argiloso (figura 2.8). São corpos cartograficamente lenticulares que se vão substituindo uns aos outros, resultando a cartografia que se pode observar no mapa geológico em anexo².

A sucessão estratigráfica da Unidade III é a melhor estudada. Nela foram realizados seis perfis estratigráficos, em afloramentos favoráveis, localizados ao longo da série geral, como se pode observar na figura 2.8, com o objectivo de estudar principalmente as características dos corpos arenosos. Estes encontram-se esquematizados com detalhe nas figuras que lhes correspondem, pelo que destacaremos os aspectos mais importantes.

² A área ocupada pela Unidade III foi já objecto de estudo prévio (Medina & Rodríguez Alonso, 1991) nela se individualizaram 3 subunidades que, da base para o topo, eram: 1- Uma unidade inferior caracterizada por um predomínio de pelitos negros, finamente laminados, muito ricos em matéria orgânica, com algumas alternâncias de níveis arenosos de grão muito fino; o perfil tipo é o correspondente ao de Almaça (figura 2.13). 2- Uma unidade intermédia, caracterizada por uma alternância pelítico-arenosa de cor cinzenta, com predomínio pelítico e níveis arenosos intercalados; o perfil tipo é o correspondente ao de Vila Nancy (figura 2.10), S. Paio (figura 2.12) e parte superior do de Raiva (figura 2.14). 3- E uma unidade superior caracterizada por uma predominância arenosa; os perfis tipo são os de Freixo (figura 2.9), Agueira (figura 2.11) e parte inferior de Raiva (figura 2.14). Estudos posteriores conduziram a uma modificação da sequência estratigráfica aí estabelecida, de modo que os possantes estratos arenosos se consideram intercalados em materiais predominantemente pelíticos entre os quais se encontram os pelitos negros.

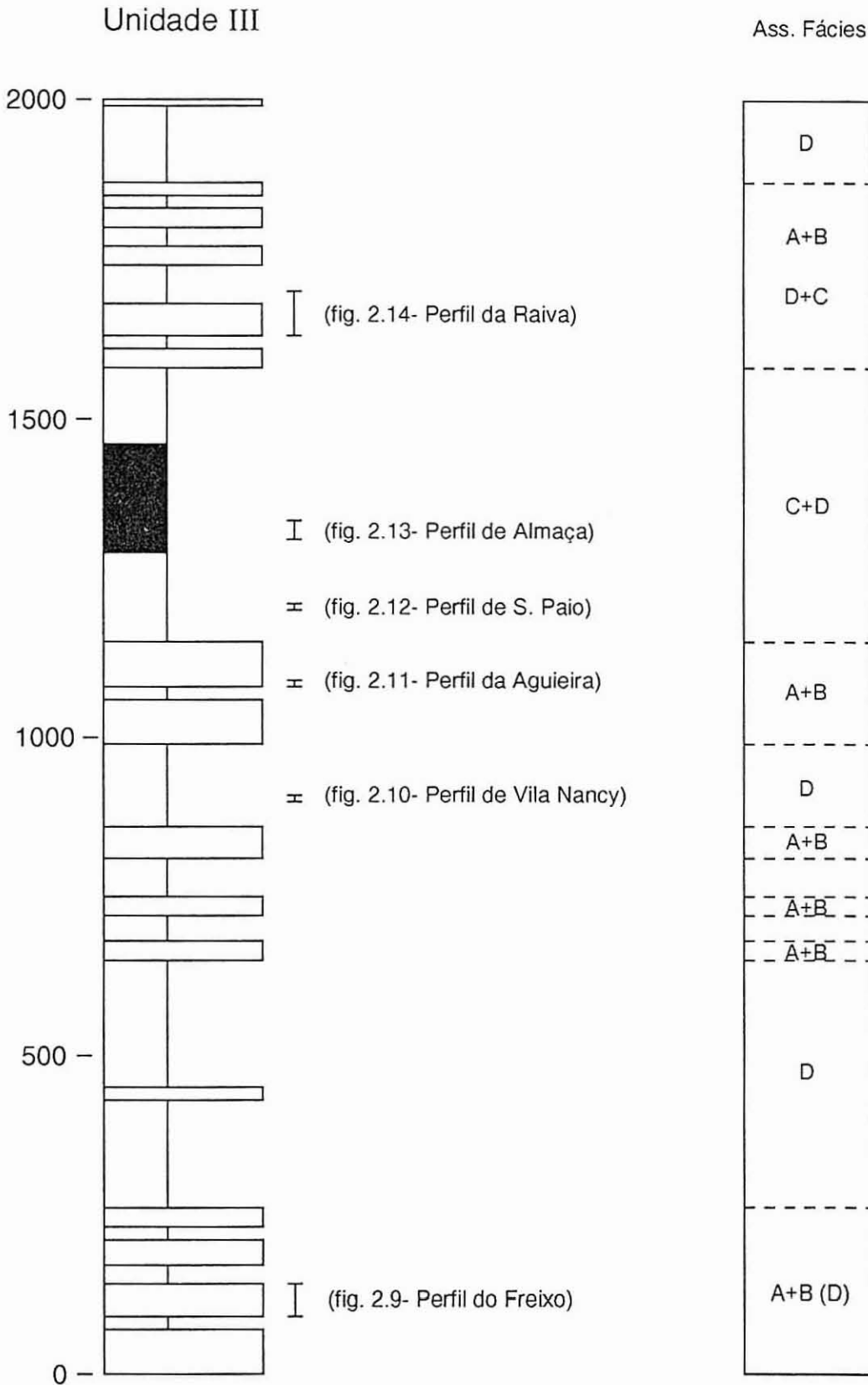


Fig. 2.8- Sucessão estratigráfica da Unidade III inferida a partir da cartografia geológica realizada.

2.3.1. Perfil do Freixo

Unidade: III

Localização: Perto da povoação de Freixo, ao km 79 da EN 228 (estrada que liga a IP3 a Mortágua).

Folha topográfica: 220 (Marmeleira, Mortágua) na escala 1:25 000, editada pelo S.C.E.

Coordenadas: U.T.M. 29TNE684692

Possança: 45 metros

Comentário: A estratificação apresenta uma atitude média de N115E,75N e a sequência estratigráfica está invertida (topo para sul).

O perfil do Freixo pode ser dividido pelas suas características estratigráficas e sedimentológicas em dois intervalos (figura 2.9):

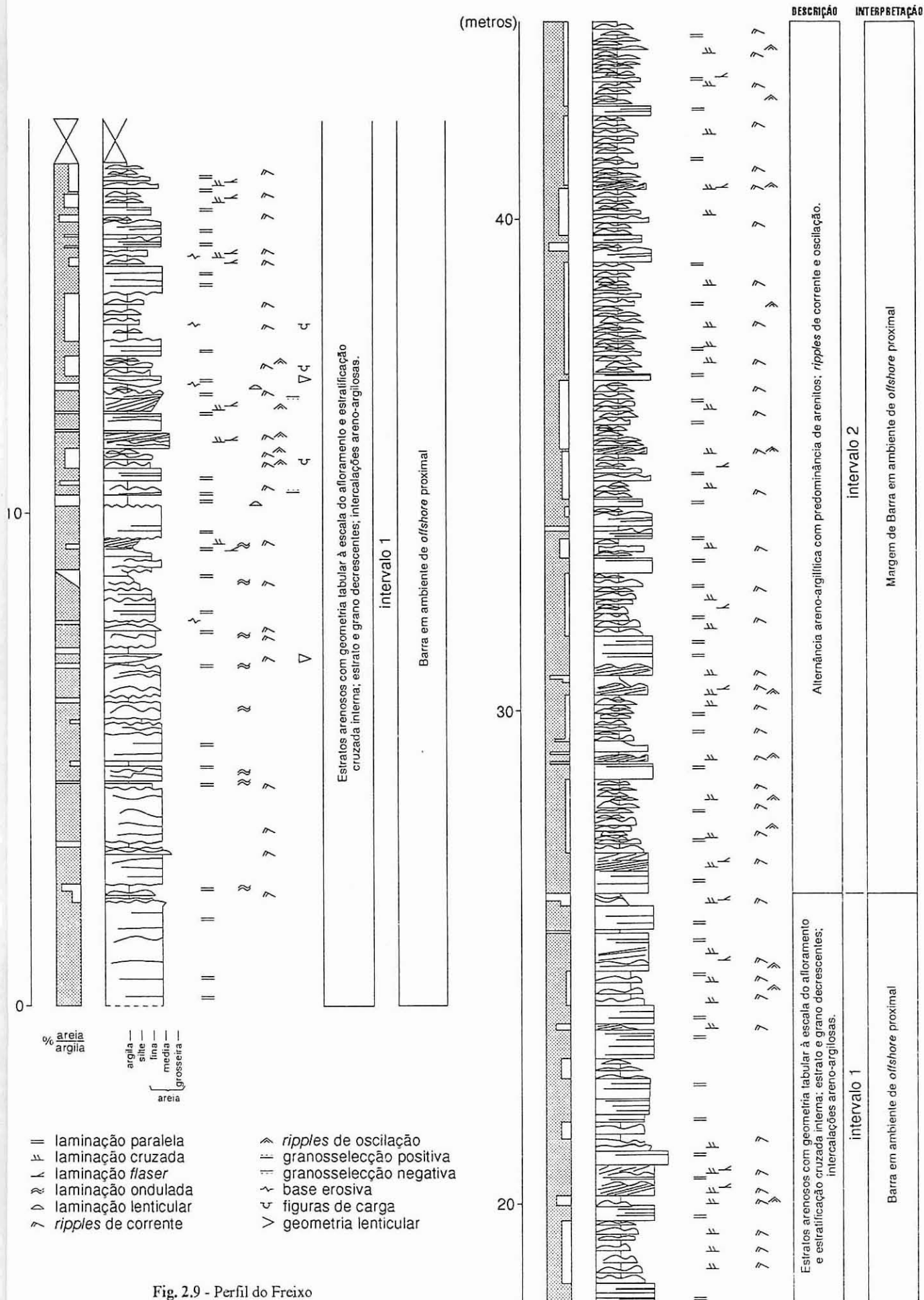
Intervalo 1 - Com uma espessura medida de 27 metros, caracteriza-se por um domínio da fracção arenosa de cor esbranquiçada, organizada em estratos de potência variável de 0.5 a 2 metros (foto 2.7). A sequência litológica começa sobre uma superfície irregular, erosiva, e apresenta duas partês: a basal, mais possante, constituída por arenitos, e a parte superior constituída por uma alternância de arenitos de grão fino e pelitos. Embora as duas litologias estejam bem diferenciadas, sempre dominam os arenitos.

Os estratos arenosos caracterizam-se por apresentarem estratificações cruzadas, estando os *sets* separados por lâminas de argila de espessura milimétrica, observando-se um claro processo de reactivação do crescimento das mesoformas que se desenvolvem. O topo dos corpos arenosos apresenta-se frequentemente retocado por *ripples* de corrente.

A geometria varia; enquanto junto à base se apresentam claramente tabulares à escala do afloramento (foto 2.8), em direcção ao topo predominam as geometrias lenticulares convexas e os *megaripples* apresentam dimensões menores, uma vez que são frequentes os acunhamentos laterais e se observa a substituição de umas mesoformas por outras (foto 2.9). Em geral, este intervalo reflecte um carácter estratodecrescente dos corpos arenosos.

Intervalo 2 - Com uma espessura medida de 17 metros, caracteriza-se por uma alternância areno-pelítica de cor cinzenta avermelhada (foto 2.10). Os arenitos apresentam base plana e frequentemente erosiva, e o topo ondulado com laminação interna cruzada ou laminação de *ripples* de corrente e/ou de oscilação (foto 2.11). Os pelitos apresentam-se maciços ou com laminação paralela de decantação (foto 2.12).

Em conjunto, o perfil do Freixo parece desenvolver-se numa sequência estrato e granodecrescentes para o topo.



2.3.2. Perfil de Vila Nancy

Unidade: III

Localização: Barreira da estrada frente ao restaurante de nome Vila Nancy, no km 225.1 da EN 2 (actual IP3).

Folha topográfica: 220 (Marmeleira, Mortágua) na escala 1:25 000, editada pelo S.C.E.

Coordenadas: U.T.M. 29TNE677672

Possança: 12 metros

Comentário: A estratificação apresenta uma atitude média de N105E,75N e a sequência estratigráfica está invertida (topo para sul).

O corte estratigráfico presente ao longo da estrada apresenta grande extensão, mas a presença de dobras e falhas impede a construção total da coluna estratigráfica. Enquanto que no perfil levantado o mais característico é a presença de pelitos com estratos arenosos pouco possantes (figura 2.10 e foto 2.13), à medida que se sobe estratigraficamente vai aumentando a quantidade e espessura dos estratos arenosos, até predominarem grandes corpos arenosos de grão médio.

Com uma dezena de metros medidos, o perfil de Vila Nancy (figura 2.10) apresenta a fácies mais comum em toda a área estudada, com predominância pelítica e intercalações silto-arenosas centimétricas. Os pelitos são geralmente maciços ou laminados e os níveis silto-arenosos são maciços ou apresentam *ripples* no topo. Os arenitos apresentam grão muito fino, cor bege, maciços, com base plana ou ligeiramente erosiva e topo por vezes ondulado devido à presença de *ripples*. Ocasionalmente ocorrem níveis com carácter granodecrescente.

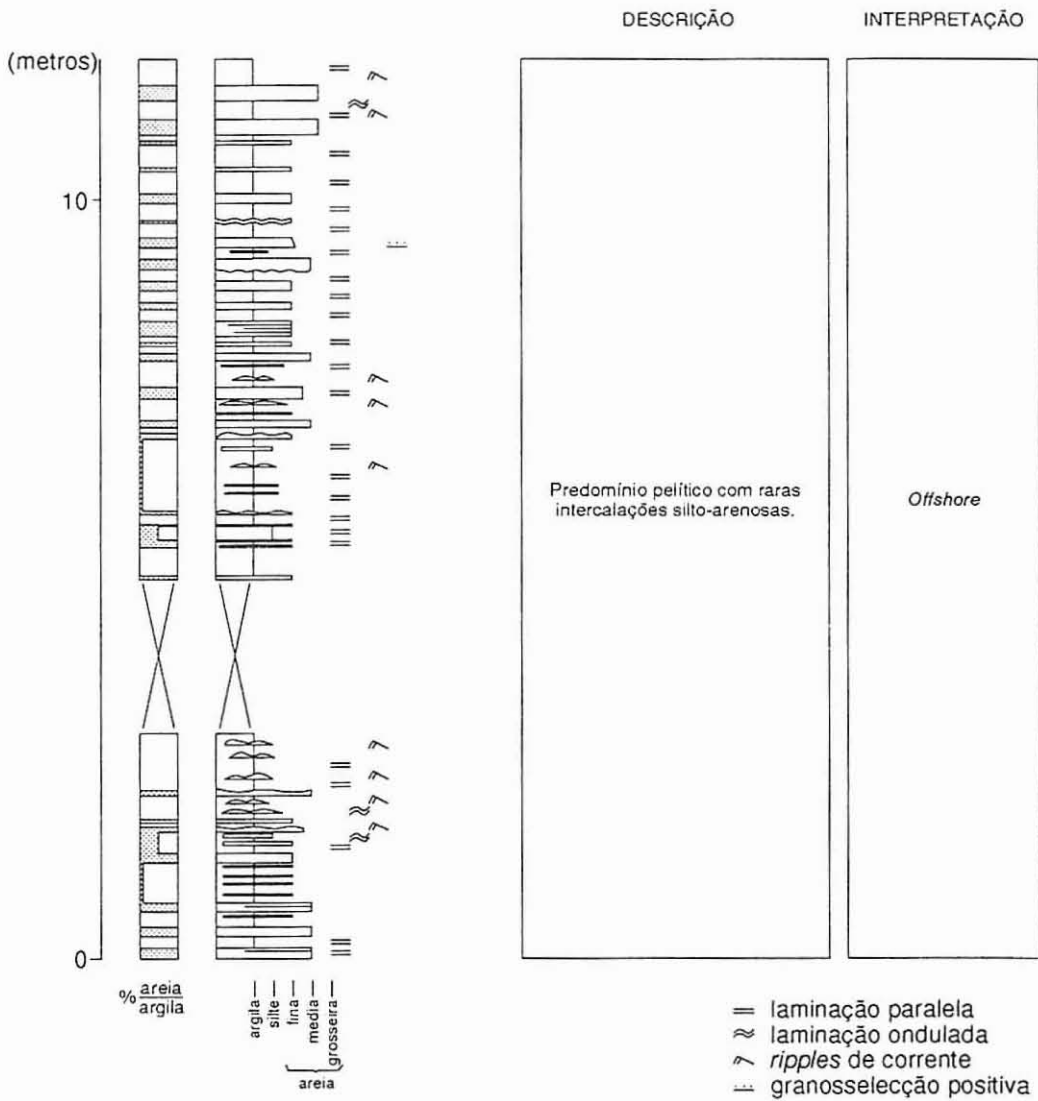


Fig. 2.10 - Perfil de Vila Nancy

2.3.3. Perfil da Aguieira

Unidade: III

Localização: Lado norte do dique da barragem da Aguieira.

Folha topográfica: 220 (Marmeleira, Mortágua) na escala 1:25 000, editada pelo S.C.E.

Coordenadas: U.T.M. 29TNE682660

Possança: 15 metros

Comentário: A estratificação apresenta uma atitude média de N105E,77N e a sequência estratigráfica está invertida (topo para sul).

O perfil da Aguieira apresenta pelitos quase maciços ou laminados junto à base, constituindo os 5 primeiros metros, sobre os quais assenta um conjunto de estratos arenosos com carácter estratocrescente (figura 2.11). Na base da sucessão os corpos arenosos estão separados por níveis pelíticos constituindo sequências granodecrescentes, enquanto que para o topo apoiam-se uns sobre os outros.

Os estratos arenosos apresentam geralmente geometria tabular, embora os que se encontram no topo do perfil apresentem estruturação interna do corpo arenoso formada por *megaripples* e definindo estratificação cruzada a grande escala.

O perfil da Aguieira é um claro exemplo de uma mesossequência estrato e granocrescente (foto 2.14).

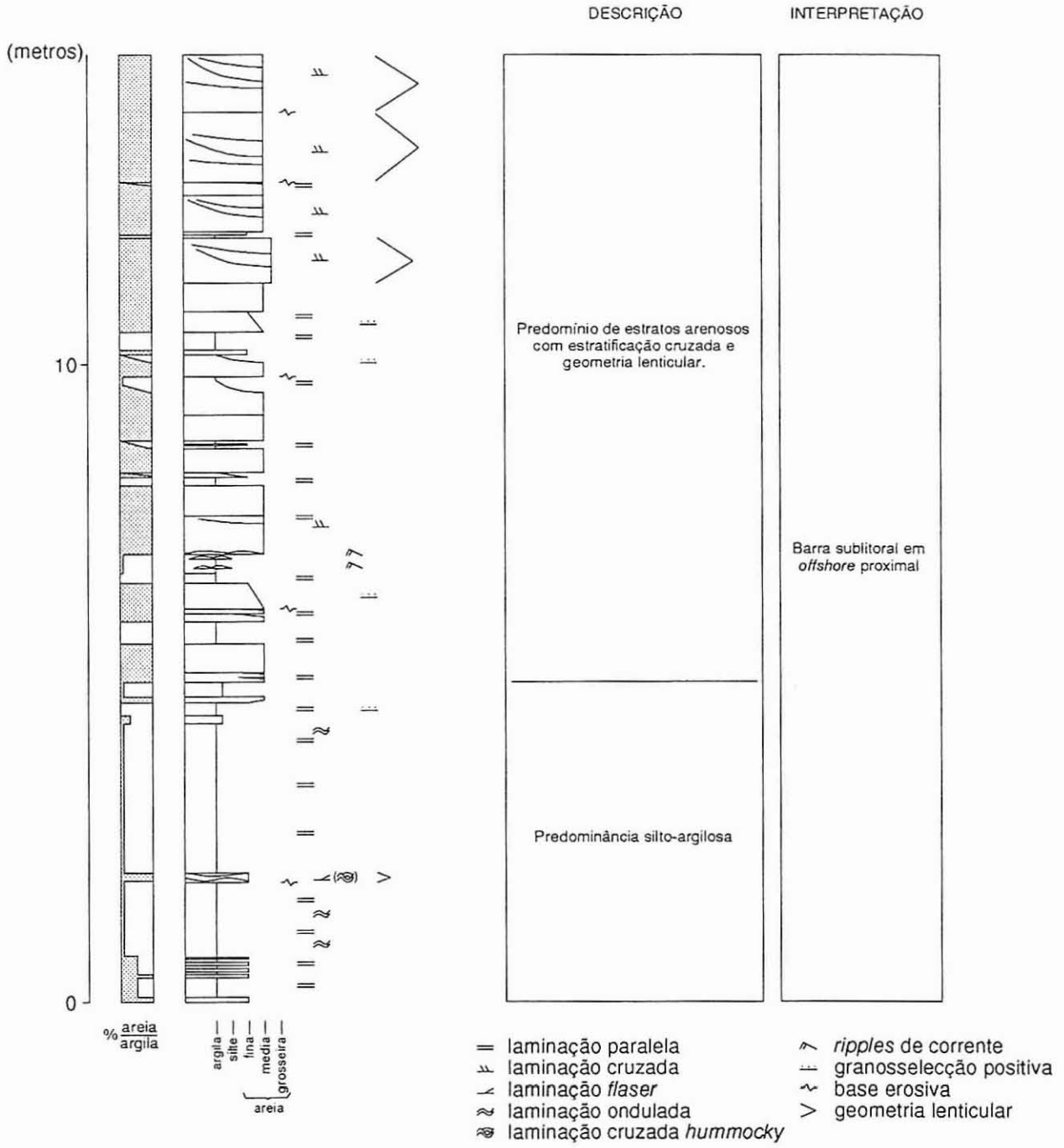


Fig. 2.11 - Perfil da Aguieira

2.3.4. Perfil de S. Paio

Unidade: III

Localização: Estrada que liga a povoação de S. Paio do Mondego à povoação de Covelo.

Folha topográfica: 221 (Tábua) na escala 1:25 000, editada pelo S.C.E.

Coordenadas: GAUSS G20123707

Possança: 10 metros

Comentário: A estratificação apresenta uma atitude média de N130E,80NE e a sequência estratigráfica está invertida (topo para SW).

O perfil de S. Paio apresenta uma sucessão estratigráfica na qual, junto à base, predominam estratos arenosos de granulometria areia fina e geometria tabular (figura 2.12); para o topo observa-se um enriquecimento silto-argiloso com laminação paralela, ondulada e lenticular, onde se podem identificar *ripples*. Por vezes a estratificação dá o aspecto de apresentar-se como " fácies heterolítica" onde é frequente observar laminação paralela, ondulada, lenticular, *flaser* e *ripples*, alguns deformados por carga.

No conjunto organiza-se segundo uma mesossequência estrato e granodecrescente.

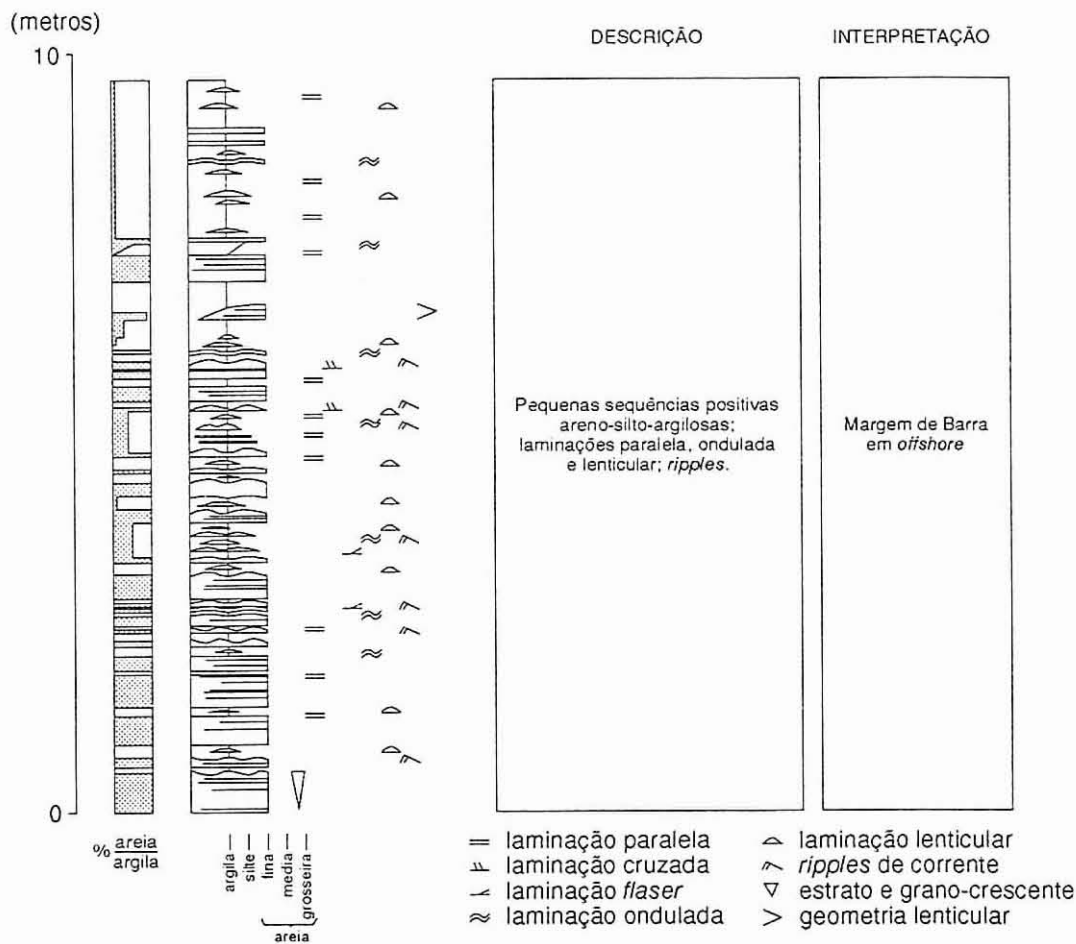


Fig. 2.12 - Perfil de S. Paio

2.3.5. Perfil de Almaça

Unidade: III

Localização: km 228.2 da EN 2 (actual IP3).

Folha topográfica: 220 (Marmeleira, Mortágua) na escala 1:25 000, editada pelo S.C.E.

Coordenadas: U.T.M. 29TNE656650

Possança: 24 metros

Comentário: A barreira da estrada onde foi medido este perfil encontra-se bastante fracturada e apresenta vários dobramentos; a sequência estratigráfica aqui apresentada foi medida num dos flancos duma destas dobras. A estratificação apresenta uma atitude média EW,70N e a sequência estratigráfica está normal (topo para norte).

O perfil de Almaça é constituído por uma sucessão vertical de duas sequências litológicas com estruturas sedimentares associadas diferentes (figura 2.13 e foto 2.15):

A primeira delas consiste em pequenas sequências decimétricas a centimétricas constituídas por arenitos de grão fino apresentando um carácter estratodecrescente, separadas por lâminas milimétricas de pelitos de cor preta (foto 2.16). Os estratos arenosos apresentam base frequentemente erosiva e o topo com *ripples*, laminação ondulada, sendo frequente a presença de estratificação cruzada do tipo *hummocky* e *swaley* (foto 2.17) e laminação *flaser*. Sobre eles assentam pelitos negros com laminação paralela de decantação.

A outra sequência é caracterizada por um domínio dos pelitos negros, nos quais se intercalam níveis de arenitos de grão fino cuja espessura aumenta, para o topo da sucessão, de milimétrica a centimétrica (foto 2.18). Os pelitos apresentam-se maciços ou com laminação paralela de decantação, e os arenitos laminação cruzada com base plana e topo com *ripples*.

Quando incompletas, é difícil separar as sequências, uma vez que o carácter rítmico que apresentam dão o aspecto de ser apenas uma constituída, na base pela primeira anteriormente descrita, e a segunda no topo da mesma. Os processos geradores de ambas as sequências são diferentes, como se verá ao serem descritas as fácies.

No conjunto, a sua organização vertical não apresenta qualquer sequencialidade preferencial.

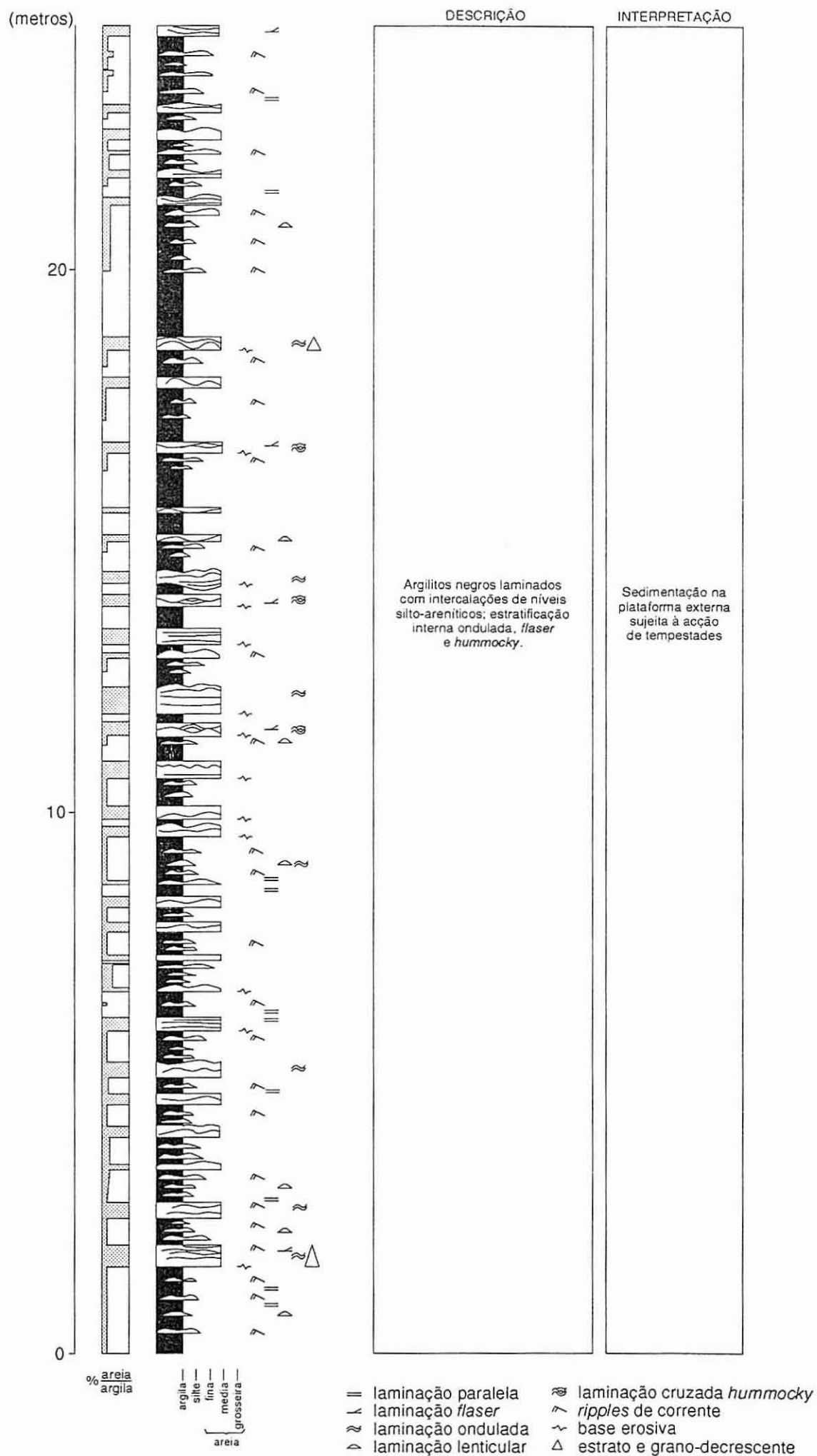


Fig. 2.13 - Perfil de Almaça

2.3.6. Perfil de Raiva

Unidade: III

Localização: km 231.7 da EN 2 (km 66.6 da actual IP3), junto à povoação de Porto de Raiva.

Folha topográfica: 220 (Marmeleira, Mortágua) na escala 1:25 000, editada pelo S.C.E.

Coordenadas: U.T.M. 29TNE656620

Possança: 70 metros

Comentário: A estratificação apresenta uma atitude média N110 subvertical e o topo da sequência estratigráfica está para sul.

O perfil de Raiva é constituído predominantemente por estratos arenosos de cor cinzenta e bege. A sequência começa com arenitos de grão médio a grosseiro sobre uma superfície erosiva de pequeno relevo e termina com pelitos, podendo ser subdividido em quatro intervalos (figura 2.14 e foto 2.19):

Intervalo 1 - Com aproximadamente 17 metros medidos, é constituído por estratos arenosos de espessura métrica e granulometria areia média a grosseira, não estando presente o termo fino. Observa-se uma amalgamação dos termos arenosos alcançando potências até 7 metros. A geometria é tabular e a estrutura interna dominante é a estratificação cruzada planar de baixo ângulo, estando presentes intraclastos argilosos. A geometria interna é claramente de *megaripples*, observando-se nalguns casos superfícies de reactivação e posicionamento vertical dos mesmos.

Os arenitos estão agrupados em estratos separados por dois conjuntos de *mudstone* conglomerático sem organização interna (foto 2.20). As litologias estão bem diferenciadas, não existindo uma passagem gradual de uma a outra.

Intervalo 2 - Com meia-dúzia de metros, é constituído por pequenas sequências granodecrescentes decimétricas que se iniciam sempre com arenitos de cor bege de grão médio a grosseiro (foto 2.21). Os arenitos apresentam base plana ou erosiva, onde se identificam estruturas de deformação por carga, e o topo ondulado marcado por *ripples*; internamente apresentam laminação cruzada. Sobre eles observa-se uma alternância areno-silto-argilosa, onde se identificam laminação paralela, lenticular e *ripples* de oscilação e corrente (foto 2.22).

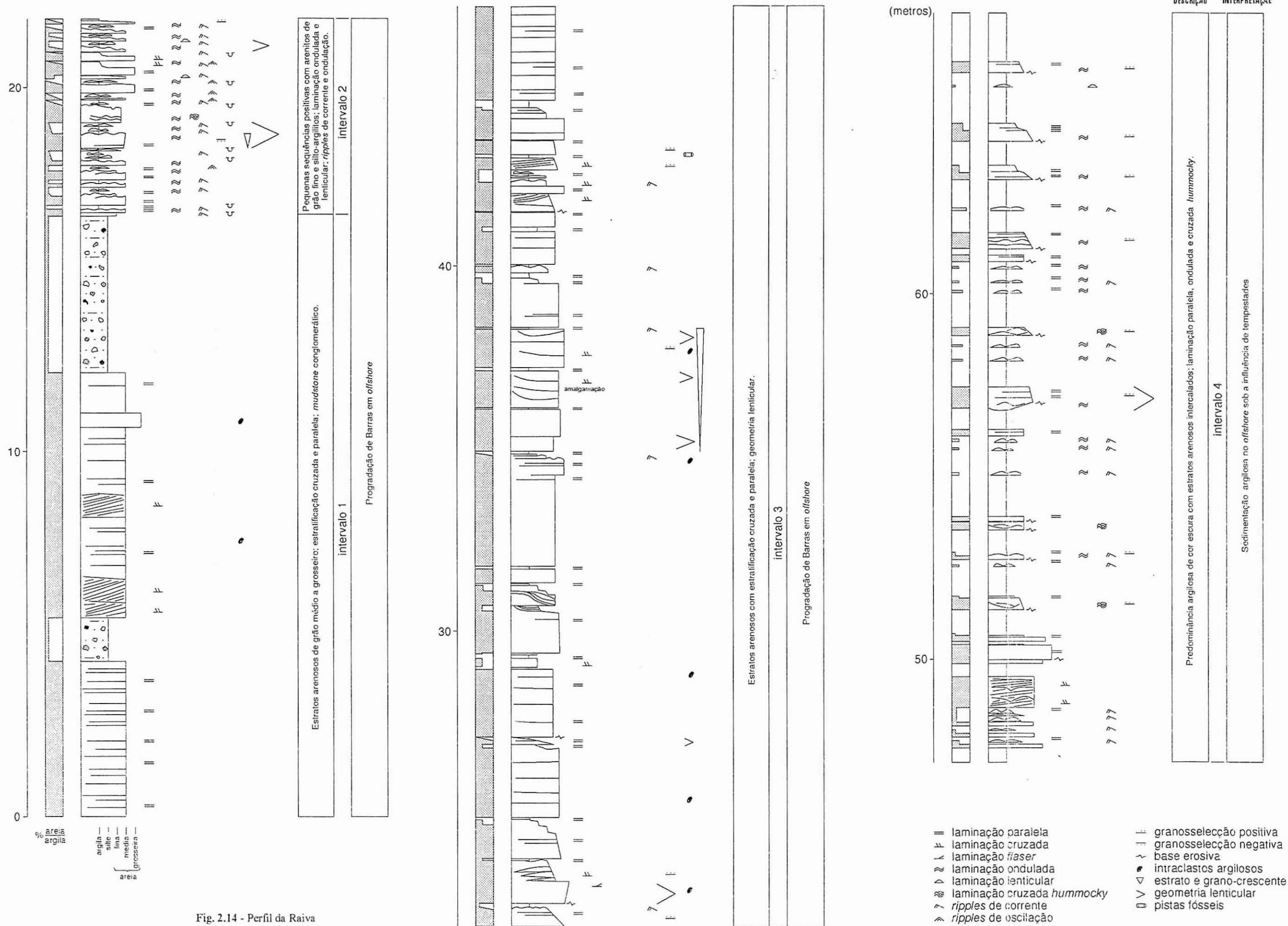


Fig. 2.14 - Perfil da Raiva

Intervalo 3 - Com cerca de 25 metros, o intervalo 3 é o que melhor sobressai do perfil da Raiva. É constituído por estratos arenosos de espessura métrica, de cor bege e cinzento (foto 2.23); predomina a granulometria areia média e grosseira, podendo também estar presente a fina. Apresentam geometria tabular ou lenticular (muitos acunham-se substituindo-se lateralmente) e internamente apresentam estratificação paralela ou estratificação cruzada planar de baixo ângulo, estando presentes intraclastos argilosos. No topo de cada um destes estratos arenosos observa-se sempre um nível pelítico cinzento, de espessura centimétrica, maciços ou com laminação paralela. No conjunto, o intervalo 3 apresenta um carácter estratocrescente e é caracterizado pela presença de *megaripples*.

Na base de um dos estratos arenosos encontraram-se pistas fósseis que, numa identificação a olho nu, correspondem a *Phycodes?* n. sp. (foto 2.24) e *Planolites* ichnosp. (comunicação oral de Gámez-Vintaned, 1995) indicadores do Neoproterozóico Superior (Vendiano Superior).

Intervalo 4 - Sobre os corpos arenosos desenvolve-se uma alternância com cerca de 20 metros medidos constituída por níveis argilo-arenosos, com arenitos de grão fino, geometria lenticular e estratificação cruzada *hummocky* (HCS) (foto 2.25), alternando com argilitos em cujo interior há níveis silto-arenosos centimétricos com *ripples* de corrente e ondulação, mostrando laminação ondulada e lenticular. Em direcção ao topo da sequência, os argilitos são cada vez mais ricos em matéria orgânica, tomando uma coloração cinzenta escura e negra (foto 2.26).

No geral, o perfil de Raiva apresenta um carácter grano e estratocrescente até metade da secção, e um carácter grano e estratodecrescente até ao topo.

2.4 UNIDADE IV

A Unidade IV é a que se encontra mais a sul de toda a área estudada. Apresenta-se numa faixa de orientação ENE-WSW, já que se encontra afectada apenas pela primeira fase de deformação varisca.

O seu limite inferior é transicional e pode ser posicionado no topo do último conjunto arenoso da unidade inferior. O seu limite superior não é conhecido; apesar disso, podemos estimar uma espessura mínima inferior a 500 metros.

A Unidade IV é caracterizada por apresentar um incontestável predomínio pelítico com escassas intercalações de corpos arenosos (figura 2.15). Ao longo da sequência geral desta Unidade não se encontraram afloramentos favoráveis à realização de perfis estratigráficos de pormenor.

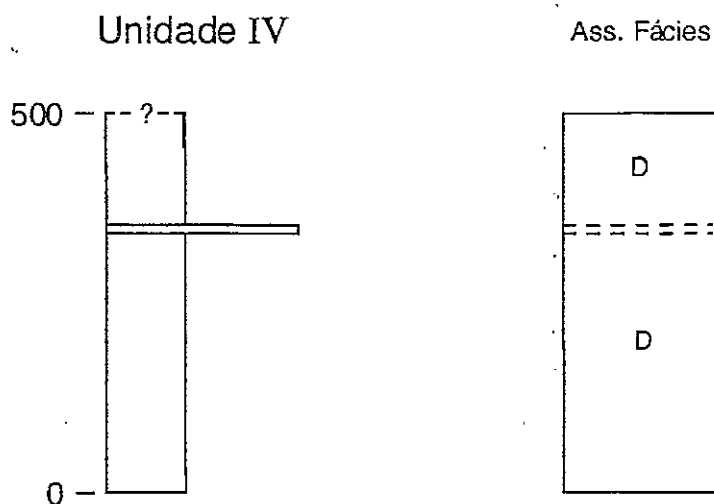


Fig. 2.15 - Sucessão estratigráfica da Unidade IV inferida a partir da cartografia geológica realizada.

2.5. FÁCIES

Antes de passar ao estudo das diferentes fácies descritas neste trabalho, é necessário esclarecer o sentido com que se aplica este conceito, uma vez que existe um grande número de acepções que podem induzir em erro.

A definição original deve-se a Gressly em 1838 (reimpresso em 1963 com um comentário de Wegmann, 1963) e foi utilizada posteriormente com duas tendências distintas. Uma delas como parte de uma unidade estratigráfica e a outra, a mais comum, como "as características necessárias para que um conjunto de rochas possa ser distinguido, no campo, pelos seus aspectos litológicos, estruturais e orgânicos, das fácies adjacentes, tanto na vertical como lateralmente na forma que são observadas no campo" (De Raaf et al. 1965). Posteriormente outros autores como Selley (1970), Cant & Walker (1976), Miall (1977; 1978), Rust (1978), Walker (1992), entre outros, ampliam o conceito de fácies introduzindo novos elementos (processos diagenéticos, estudo microscópico, etc.), para uma definição mais precisa e concreta.

Nesta secção descrevem-se as distintas fácies definidas ao longo deste trabalho, seguindo-se a ideia original de Reading (1986) que as considera como "uma rocha específica formada sob determinadas condições de sedimentação e que reflecte um processo ou meio sedimentar particular". Isto é, com o seu estudo pretende-se analisar as características principais da sedimentação, com o objectivo de apresentar uma interpretação dos mecanismos de deposição que os originaram, contribuindo assim com alguns dados para a reconstrução do meio sedimentar.

Fácies pode ser definida a diferentes escalas e em função não só dos objectivos do trabalho mas também da abundância e grau de preservação das características físicas (ou parâmetros físicos) e características biológicas (ou orgânicas) das rochas (Walker, 1992).

Num estudo cujo objectivo principal é a interpretação de ambientes deposicionais, é comum subdividir um conjunto rochoso em corpos rochosos com "aspecto" semelhante que permitirá caracterizá-los e diferenciá-los dos corpos rochosos adjacentes que se posicionem acima, abaixo ou lateralmente. Esse "aspecto" é conferido pelas características físicas e biológicas da rocha, que são:

- 1) litologia

- 2) cor
- 3) estruturas sedimentares
- 4) geometria
- 5) restos fósseis.
- 6) paleocorrentes

1) A litologia é a característica principal na definição e descrição das fácies a seguir estabelecidas, e nela estão incluídos o tamanho do grão, composição, calibragem, percentagem de matriz, etc. Este parâmetro é função não só do ambiente de deposição mas também do meio de transporte e tipo de rocha mãe.

2) A cor é um dos aspectos importantes na caracterização de fácies, apesar de a maioria das rochas expostas se apresentarem alteradas à superfície. Far-se-á referência à coloração das rochas como aspecto geral, com especial relevo para os "xistos negros" que apresentam uma cor bem definida.

3) As estruturas sedimentares são, depois da litologia, a característica mais importante na caracterização das fácies a seguir descritas. As estruturas sedimentares podem ocorrer na base e no topo dos estratos e ainda dentro deles; a partir delas podemos deduzir os processos e as condições de deposição, as direcções das correntes que depositaram os sedimentos e a polaridade dos estratos. Podem ser subdivididas em erosivas, deposicionais, pós-deposicionais e biogénicas.

4) A geometria dos corpos e/ou unidades rochosas é um dos aspectos importantes na caracterização de fácies. Todavia, no caso presente, só se pode falar na geometria de estratos directamente observáveis no afloramento³ (à escala cartográfica, muitos estratos que lateralmente diminuem de espessura podem apresentar-se como tabulares à escala do afloramento), e na geometria de unidades rochosas (refere-se a grandes corpos arenosos) à escala quilométrica que resultaram da cartografia geológica.

5) Por características biológicas, ou orgânicas, deve-se entender todas as manifestações resultantes de actividade biológica registadas nas rochas. Estas podem ter sido causadas por organismos simples ou por organismos mais complexos. Refere-se aos fósseis, sejam eles micro, macro, ou icnofósseis.

³ À escala do afloramento, chama-se a atenção para o aspecto que por vezes a xistosidade pode conferir às rochas, podendo daí resultar falsas geometrias.

Nos metassedimentos estudados não foram encontrados, até à data, quaisquer macrofósseis. Os microfósseis são escassos e difíceis de extrair, não tendo sido feito no presente caso qualquer investigação. Os icnofósseis encontrados reduzem-se a *Planolites* ichnosp e a *Phycodes*? n. sp. existentes num nível do perfil de Raiva e de Almaça. Neste caso não se utilizarão as características biológicas na caracterização e descrição das fácies.

6) Neste trabalho não se realizou um estudo detalhado das paleocorrentes, dado não se saber exactamente a intensidade com que actuou a deformação pré-varisca, o que impede que se façam reconstruções dos modelos de paleocorrentes.

Uma vez analisadas as fácies, está-se em condições de estabelecer as associações de fácies e, em consequência, poder deduzir as características físicas, químicas e biológicas do meio sedimentar, assim como os processos sedimentares principais que estiveram presentes na deposição dos sedimentos.

As fácies descritas a seguir foram-no feito principalmente com base nas suas características litológicas e estruturas sedimentares, pelo que talvez devessem ser mais correctamente designadas de litofácies. O quadro 2.1 sumaria as fácies descritas no texto a seguir.

2.5.1. Fácies conglomeráticas

2.5.1.1. Fácies conglomeráticas matriz-suportadas - Mf

Constitui estratos de espessura não superior a 5 metros com escassa continuidade lateral, compostos por uma matriz silto-argilosa cinzenta com clastos isolados de quartzo, lidito, fragmentos de rocha e plagioclase, que apresentam dimensão inferior da ordem dos 0.1 milímetros e superior de 2 a 3 milímetros (foto 2.20); muito raramente se encontram clastos com dimensão centimétrica, não existindo qualquer ordenamento interno. O limite inferior é erosivo de pequeno relevo e o superior é brusco com a fácies suprajacente. Em função da proporção dos clastos na matriz pelítica, pode litologicamente ser designada de um *debrite* suportado por matriz silto-argilosa (*mud matrix-suported debrite*) (quadro 2.1).

Interpretação: É interpretada como um depósito do tipo *mudflow*, produto de um transporte em massa e uma sedimentação rápida.

Os depósitos de *mudflow* são muito pouco frequentes na área e não são os mais representativos na área de estudo.

2.5.2. Fácies arenosas

2.5.2.1. Fácies arenosas maciças - Am

Consiste em estratos de arenitos de cor cinzenta ou bege, geralmente com bases planas ou erosivas de fraco relevo e com tamanho do grão que oscila entre areia média a fina (raramente grosseira). Apresentam 10 a 30 centímetros de espessura apesar de alguns poderem atingir os 50 centímetros. A geometria apresenta-se tabular com grande extensão lateral. São desprovidas de estruturas internas, podendo apresentar o tamanho do grão constante ao longo do estrato ou apresentando um carácter granodecrescente, ou granocrescente, muito difuso. O topo pode apresentar-se retocado, observando-se morfologias onduladas simétricas (quadro 2.1).

Interpretação: O mecanismo deposicional invocado para explicar esta fácies é uma desaceleração de uma corrente carregada de sedimento, maioritariamente como carga de fundo, que sedimenta rapidamente. A observação ocasional de um carácter granodecrescente deve estar relacionado com um mecanismo semelhante, mas onde a carga de fundo se vai perdendo paulatinamente à medida que se dá a desaceleração. A morfologia ondulada que o topo pode apresentar implica que tenha sido retocada por correntes de fundo posteriormente à sedimentação desta fácies.

2.5.2.2. Fácies arenosas com laminação paralela - Al

Constituída por estratos de arenitos de cor geralmente bege e granulometria que pode variar de areia média a fina (raramente grosseira), com bases planas, erosivas ou onduladas. O limite superior pode ser plano ou com formas onduladas, por vezes simétricas. Apresenta espessuras que podem variar de 0.1 a 1 metro. Esta fácies caracteriza-se por apresentar laminação interna paralela que pode estar marcada por variação do tamanho de grão. A geometria apresenta-se tabular, com extensão lateral à escala do afloramento. Ocasionalmente apresenta geometria lenticular côncava (quadro 2.1).

Destaque-se que, dentro desta fácies, é frequente encontrar a laminação paralela constituída por variação da granulometria da areia e por níveis de pelitos.

Estas finas lâminas pelíticas podem desaparecer lateralmente, podendo nestes casos serem interpretados como amalgamações.

Interpretação: O mecanismo deposicional que originou esta fácies terá sido uma sedimentação rápida de areia por fluxos de alta velocidade, deslocando-se sobre fundos arenosos que, uma vez sedimentados, podem ter sido retocados por correntes de fundo.

Quando a laminação paralela é marcada por uma alternância de areia e argila, o processo gerador é duplo: o termo arenoso é gerado por fluxos que se deslocam a alta velocidade sobre um fundo arenoso e que param bruscamente, e o termo pelítico está associado a uma decantação. Em consequência, observa-se a reactivação das mesoformas desenvolvidas.

Esta fácies assim descrita deveria antes ser considerada como uma associação de fácies. Mas, dada a importância que ela representa para a interpretação do meio sedimentar, considera-se necessário colocá-la nesta secção.

2.5.2.3. Fácies arenosas com estratificação cruzada - Ac

Formada por estratos de arenitos de cores cinzenta e bege, com tamanho de grão fino a grosseiro, é frequente apresentarem granoselecção positiva, com bases geralmente onduladas e erosivas. Junto à base podem ocorrer clastos argilosos de dimensão centimétrica. O limite inferior é ligeiramente erosivo e o superior brusco, apresentando efeitos de retoques posteriores à sedimentação da massa arenosa.

Apresenta possanças de 0.1 até >1 metro com geometrias tabulares e lenticulares e caracterizam-se por apresentarem estratificação cruzada interna planar de baixo ângulo de média a grande escala. Os *sets* agrupam-se em *cosets* e em conjunto apresentam uma geometria tabular e lenticular de dimensão métrica. As lâminas desenvolvem-se em quase todo o comprimento do *set*, apresentando pequenas inclinações, quase sempre inferiores a 10° e sempre concordantes com a base. É frequente apresentarem uma tendência assintótica à base. Por vezes observa-se uma estratificação cruzada formada por uma alternância de areia e argila, esta última com espessura milimétrica (quadro 2.1).

À escala do afloramento, os estratos arenosos menos possantes apresentam quase sempre geometria lenticular, enquanto que os mais possantes parecem apresentar, na maioria dos casos, geometria tabular. Mas, se se tiver em atenção a continuidade lateral destes estratos, eles são quase sempre lenticulares, e disso são

reflexo a geometria lenticular que o conjunto destes estratos arenosos apresentam à escala cartográfica.

Interpretação: O processo deposicional que originou esta fácies está ligado à sedimentação sobre superfícies de fraco pendor (que, dependendo do plano de observação, podem ser confundidas com estratificação horizontal) por fluxos de alta velocidade com o consequente crescimento dos *megaripples*.

Quando a estratificação cruzada planar está associada a lâminas de pelitos, implica que o processo gerador é alternante. Por um lado as correntes funcionam construindo o *megaripple*, e por outro dá-se a decantação com a consequente imobilidade da mesoforma. Este processo implica que a mesoforma que se desenvolve apresente superfícies de reactivação e diferentes fases de crescimento. Isto explicaria a razão de por vezes se encontrarem direcções oblíquas, indicando variação na direcção das correntes, e a presença ocasional de clastos argilosos na base e ao longo do contacto.

2.5.2.4. Fácies arenosas com estratificação cruzada *hummocky* - Ah

É constituída por estratos areníticos de cor cinzenta, de granulometria areia fina a média, com espessura variável compreendida entre 0.1 e 0.3 metros. O limite basal é brusco, de tipo planar e normalmente erosivo, enquanto que o topo é irregular e ondulado. Caracterizam-se por exibirem geometrias em tudo semelhantes a estratificação cruzada tipo *hummocky* (*hummocky cross stratification* - HCS) e/ou estratificação cruzada tipo *swaley* (*swaley cross stratification* - SCS) (quadro 2.1).

Interpretação: Estas fácies poderão ser o resultado da sedimentação controlada por fortes correntes oscilatórias ou por correntes combinadas (ondulação mais correntes unidireccionais), directamente relacionadas com a acção de tempestades, que transportam material fundamentalmente arenoso.

2.5.2.5. Fácies arenosas com *ripples* - Ar

É constituída por finos estratos de arenitos de cor bege, de grão fino a muito fino (raramente médio), com bases planas ou onduladas, muito raramente erosivas e não raras vezes deformadas por carga (estruturas em chama - *flame structures* - com dimensões milimétricas). Internamente caracterizam-se por exibirem laminação cruzada em todo o estrato; esporadicamente, na base pode existir um pequeno intervalo maciço ou laminação paralela. Apresentam espessuras de 5 a 20-25

centímetros e os topos são ondulados desenhando *ripples*. Nestes níveis arenosos podem-se identificar *ripples* de oscilação (foto 2.11), bem como *ripples* de corrente (quadro 2.1).

A designação de *ripples* de oscilação aqui utilizada é puramente qualitativa e é apenas o resultado de uma observação cuidada no afloramento, não tendo sido medidos o seu índice de simetria (comprimento de onda/altura) nem o ângulo e sentido de pendor das laminações internas. Observam-se lâminas bidireccionais, lâminas que revestem morfologias de *ripples*, lâminas que passam de um *ripple* a outro (estruturas em *offshoots*), conjunto de lâminas nas cristas (*bundled lenses*), *sets* de lâminas erosivas ao longo das cristas dos *ripples*, lentículas incipientes e laminações *swell and pinch* e laminações tipo *flaser*. Todas estas características são indicadoras de *ripples* de oscilação segundo De Raaf et al. (1977).

Interpretação: Esta fácies é interpretada como o resultado de um processo deposicional resultante de um transporte tractivo em condições de baixo regime de fluxo e em alguns casos com uma forte componente oscilatória.

Quando esta fácies apresenta o intervalo de laminação paralela na base, implica que o gradiente de desaceleração da corrente é elevado, iniciando-se desde um alto regime de fluxo (laminação paralela) até um baixo regime de fluxo sob o qual se teria formado a laminação cruzada.

2.5.3. Fácies Pelíticas

2.5.3.1. Fácies pelíticas laminadas - Pl

Esta fácies é constituída por uma alternância de argila e silte de cor geralmente cinzenta, com laminação paralela milimétrica e centimétrica. Apresentam intercalações de níveis milimétricos de silte e areia muito fina definindo uma laminação paralela e/ou ondulada devida a migração de *ripples*. Algumas destas finas intercalações são maciças internamente ou desenvolvem laminação interna cruzada de *ripples* e outras vezes *starved ripples* e *pilled load ripples*, nos quais se observam estruturas de deformação por carga (estruturas em chama e pseudo-nódulos) de dimensão milimétrica e centimétrica (quadro 2.1).

Interpretação: O mecanismo sedimentar que originou esta fácies terá sido o de um predomínio da decantação com variações periódicas da energia, e depósito tractivo de silte e areia muito fina, causadas por correntes muito débeis.

2.5.3.2. Fácies pelíticas maciças - Pm

É constituída predominantemente por material pelítico maciço e mais raramente laminado, com cores que podem variar de cinzento a cinzento escuro, nas quais apenas se desenvolve a xistosidade. A laminação, quando existe, é paralela e está marcada pela alternância de lâminas milimétricas de silte e mais raramente de areia muito fina (quadro 2.1).

Interpretação: O mecanismo deposicional responsável por esta fácies terá sido a decantação de argilas, com períodos tractivos em condições de baixo regime de fluxo que colocaram em movimento as areias de grão muito fino ou silte.

2.5.3.3. Fácies pelíticas negras - Xn

É constituída por material pelítico de cor preta devido ao conteúdo em matéria carbonosa, sendo frequente encontrar variações de cor dentro da mesma banda. Podem apresentar laminação paralela marcada por lâminas de silte ou também de argila com distintas proporções de matéria orgânica. A presença de pirite é bastante característica, sendo frequente a sua alteração, o que confere à rocha e ao afloramento um aspecto eflorescente de cor esbranquiçada (quadro 2.1).

Estas fácies mais escuras, que no campo foram designadas de "xistos negros", apresentam pouca representatividade cartográfica.

Interpretação: O mecanismo deposicional proposto para esta fácies seria a decantação de argilas com períodos tractivos ocasionais em condições de baixo regime de fluxo, com uma camada de água sobre um fundo empobrecido em oxigénio.

2.6. ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES

Estabelecer um modelo de associações de fácies é tarefa difícil quando se pretende aplicá-lo a meios sedimentares antigos que tenham sido submetidos a deformação e nos quais as características originais dos sedimentos sofreram alterações consideráveis.

As associações de fácies são consideradas como uma "ferramenta" de trabalho que permite ordenar, no tempo e no espaço, a acção dos processos sedimentares, a partir de registos impressos nas rochas que se pretendem estudar. Assim, podem-se definir as associações de fácies como grupos de fácies que ocorrem em conjunto e que são consideradas como estando genética ou ambientalmente relacionadas (Reading, 1986).

Apesar de o estudo analítico das fácies permitir reconhecer com maior detalhe a interpretação dinâmica do sistema sedimentar, é difícil estabelecer os modelos generalizados das fácies. Mas o estudo das associações de fácies e sua relação, permite obter um controle tanto lateral como vertical dos processos que estiveram presentes no momento da sedimentação, estabelecendo assim as relações genéticas entre os diferentes sub-meios presentes na bacia sedimentar e a sua evolução no espaço e no tempo.

Tendo como base as fácies atrás descritas, foram definidas quatro associações de fácies que irão ser designadas de A, B, C e D. O quadro 2.2 sumaria as associações de fácies descritas no texto a seguir.

2.6.1. Associação de fácies A

A associação de fácies A é caracterizada por uma sequência vertical de estratos arenosos de grão médio a fino (raramente grosseiro) na base e argiloso no topo. Apresenta uma espessura que pode variar de 0.2 a 3 metros, com continuidade à escala do afloramento. Da base para o topo, é composta por (figura 2.16 e fotos 2.8, 2.14, 2.23, 2.27):

- 1) Estratos arenosos com geometria tabular, espessuras de 5 a 10 centímetros até superiores a 1 metro, com base erosiva e plana. Apresentam-se geralmente maciços (fácies Am) e às vezes com laminação paralela (fácies Al).
- 2) Sobre eles observam-se estratos arenosos com *megaripples*, apresentando laminação interna cruzada de baixo ângulo (fácies Ac). Pode-se observar retoque de *ripples* no topo.
- 3) No topo, argila maciça e/ou laminada, ou material silto-argiloso, com 2 a 10 centímetros de espessura (fácies Pl ou Pm).

Esta associação pode encontrar-se completa ou incompleta, sendo o mais frequente que falte o termo pelítico.

A disposição vertical destes depósitos organiza-se em sequências estrato e granodecrescentes ou estrato e granocrescentes, com espessuras na ordem dos 20 metros e continuidade lateral quilométrica.

Esta associação de fácies é interpretada como resultado da sedimentação de grandes conjuntos de barras em ambiente de transição *shoreface/offshore* proximal.

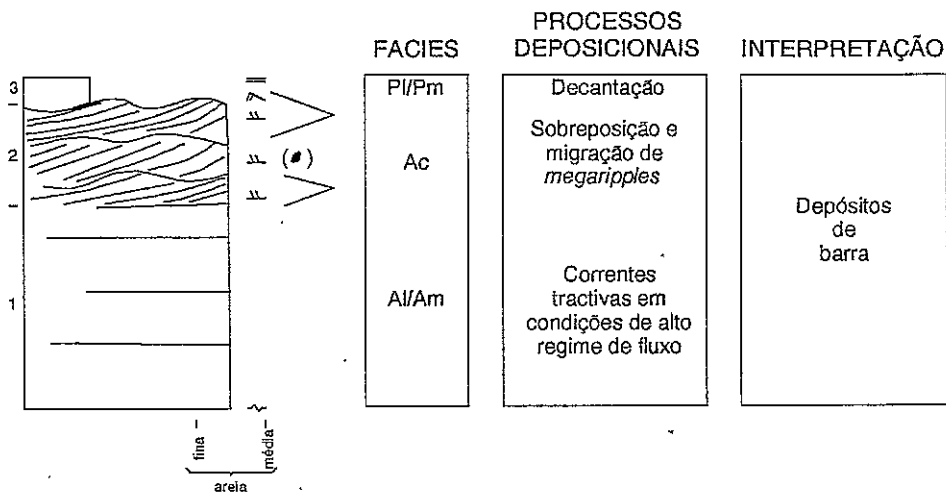


Fig. 2.16 - Associação de fácies A

2.6.2. Associação de fácies B

A associação de fácies B é constituída por uma alternância de níveis arenosos e argilosos, com predomínio de areia, ainda que com uma razão areia/argila variável. Os níveis arenosos são de grão fino com 1 a 20 centímetros de espessura e apresentam base plana ou erosiva e topo ondulado. Apresentam normalmente *ripples* de corrente e de oscilação, por vezes com paleodirecções bipolares, *piled ripples*, estruturas de carga e estruturas em chama. À escala do afloramento, os níveis arenosos podem ser descontínuos e estão organizados em sequências estrato e granodecrescentes para o topo (fácies Ar, e menos frequentemente Al e Ac). Os níveis argilosos têm poucos centímetros de espessura e apresentam-se maciços ou com laminação paralela (fácies Pl ou Pm) (figura 2.17 e foto 2.28).

Esta associação de fácies é interpretada como o resultado da sedimentação em ambiente de *offshore* proximal duma plataforma siliciclástica dominada por correntes tractivas e por vezes sujeitas à acção da oscilação.

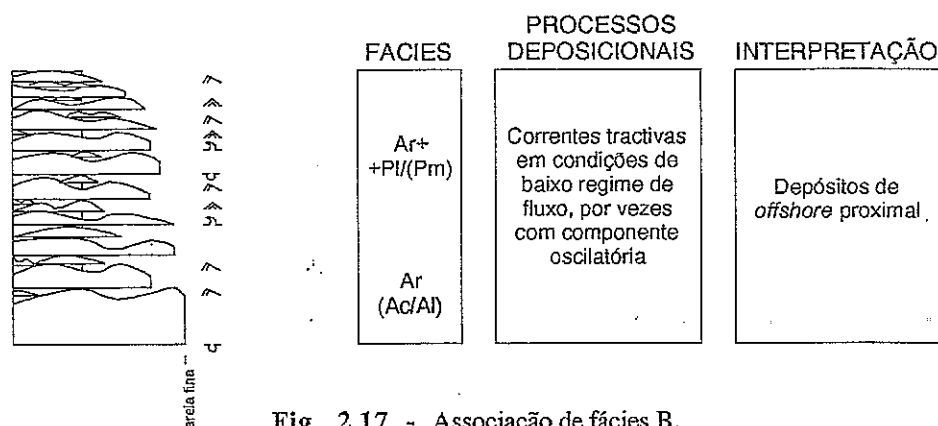


Fig. 2.17 - Associação de fácies B.

2.6.3. Associação de fácies C

A associação de fácies C é caracterizada por uma sequência de níveis arenosos e argilosos com uma espessura que pode variar de 0.2 a 2 metros que, da base para o topo, é constituída por (figura 2.18 e fotos 2.17 e 2.29):

1) Intercalações de níveis arenosos de grão fino a muito fino, com espessura de 0.5 a 10 centímetros, e geometria lenticular a ondulada entre os pelitos; frequentemente observa-se que estas intercalações arenosas aumentam de espessura para o topo até ao início da 2 (fácies Ar+Pl/Pm ou Xn).

2) Níveis arenosos de grão fino a médio onde se podem identificar laminações cruzadas do tipo *hummocky* e *swaley* (fácies Ah), com laminação ondulada (*wavy*), *flaser* e *ripples*, "desenhada" por laminação milimétrica de argila. A base apresenta-se plana, nítida e erosiva.

3) Níveis argilosos maciços ou laminados de cor negra (fácies Xn), ou cinzenta (fácies Pm).

Esta associação de fácies representa a sedimentação numa plataforma submetida à acção de tempestades. O intervalo 1) nem sempre é registado e representa a sedimentação em períodos de mau tempo com uma considerável actividade da ondulação que progressivamente vai aumentando a sua energia até ao intervalo 2), que é interpretado como tempestitos mais ou menos proximais. A estratificação cruzada *hummocky* é característica de tempestitos proximais (*shoreface* e *offshore* proximal) depositados acima do nível base da ondulação em períodos de tempestade. Os níveis com *ripples* no topo das fácies Ah representam o retrabalhamento por fluxos oscilatórios quando cessa a tempestade. O intervalo 3) corresponde à sedimentação normal da bacia quando cessa a tempestade e durante os períodos em que predomina o bom tempo (De Raaf et al., 1977; Dott & Bourgeois, 1982; Walker, 1984; Gabaldon, 1991). As finas intercalações argilosas representam o efeito da intermitência de correntes muito débeis de retorno das tempestades. Esta associação de fácies desenvolve-se em microssequências estratocrescente-decrescente quando presente o intervalo 1), ou estratodecrescente na ausência deste. Geralmente a relação areia/argila varia, e à escala do afloramento não se pode definir uma sequencialidade clara na ordenação vertical desta associação de fácies.

A presença de grande quantidade de matéria orgânica indica condições euxínicas, devido provavelmente a uma escassa circulação das águas e uma alta produtividade orgânica.

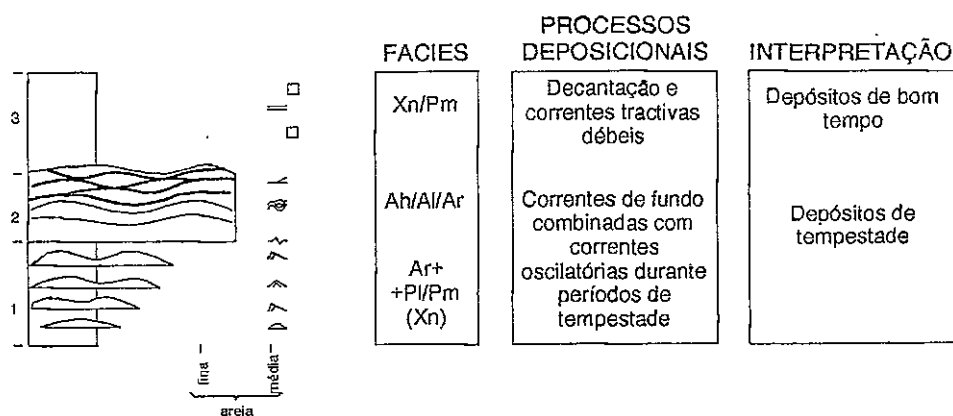


Fig. 2.18 - Associação de fácies C.

2.6.4. Associação de fácies D

A associação de fácies D é caracterizada por apresentar uma predominância de material argiloso maciço ou laminado, com raras intercalações de níveis arenosos e siltíficos e com cores que podem variar de bege a cinzento e negro, devido ao conteúdo em matéria orgânica (fácies **PI** alternando com **Pm** e mais raramente a presença de **Xn**). Quando há níveis arenosos intercalados, estes apresentam-se maciços, ou com *ripples* de corrente ou oscilação, e com poucos centímetros de espessura (fácies **Ar** e mais raramente **Am**). Alguns destes níveis podem ser identificados com sequências de Bouma (1962) incompletas, nomeadamente sem os intervalos a e b (T_{cde} , T_{de} e T_{ce}) (figura 2.19 e fotos 2.30, 2.31).

Esta associação de fácies é a mais frequente em toda a área estudada (representa mais de 90% da coluna estratigráfica geral) com possanças métricas a decamétricas. Corresponde à sedimentação autóctone da bacia em condições predominantemente de decantação, por vezes sujeita à esporádica influência de correntes muito diluídas devidas à acção de tempestades (tempestitos distais) ou a fluxos oscilatórios (Gabaldon, 1991).

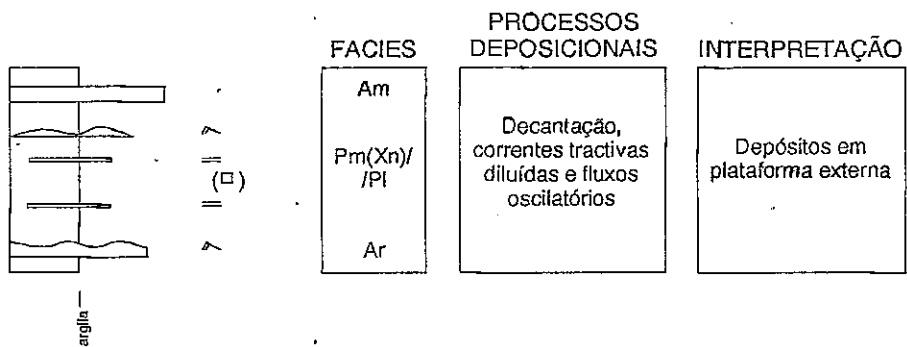


Fig. 2.19 - Associação de fácies D.

2.7. INTERPRETAÇÃO E MODELO DEPOSICIONAL

De acordo com as fácies, associações de fácies e sua distribuição na vertical, estabelece-se um modelo sedimentológico, apesar de a deformação tectónica, as limitações de afloramento e a falta de dados mais pormenorizados não permitirem ainda fazer uma reconstrução directa da configuração do sistema deposicional.

As principais características da sedimentação na área de estudo são as seguintes (figura 2.20):

- 1- Sedimentação pelítica predominante - Associação de fácies D
 - 2- Presença de depósitos relacionados com tempestades e ondulação - Associações de fácies B e C.
 - 3- Depósitos de barras - Associação de fácies A
-
- 1- Sedimentação pelítica predominante

A sucessão estratigráfica examinada apresenta uma espessura de aproximadamente 5000 metros com um predomínio de rochas pelíticas cinzentas e beges laminadas ou maciças, à semelhança do que se passa em todo o Precâmbrico-Câmbrico da ZCI.

Estas rochas representam a sedimentação autóctone da bacia em condições de maior estabilidade e baixa energia. A relativa uniformidade destas rochas, e sua possança, dificulta, muitas das vezes, a observação de possíveis discontinuidades entre elas, como também não facilita a interpretação do ambiente de sedimentação. Apesar disso, o lugar mais propício para a preservação de uma sedimentação pelítica abundante é a plataforma, mas são as características sedimentológicas dos arenitos intercalados as que nos indicam o ambiente com maior rigor.

Na plataforma, a sedimentação terrígena dominante é a resultante da decantação de material pelítico. Isto deve-se a que nesta zona, em princípio e de forma generalizada, não existem correntes de fundo tractivas, contínuas no tempo, capazes de transportar areia de granulometria média ou grosseira e depositá-la em camadas de geometria planoparalela ao longo de várias dezenas, e inclusivamente centenas, de quilómetros quadrados (Gabaldon, 1991).

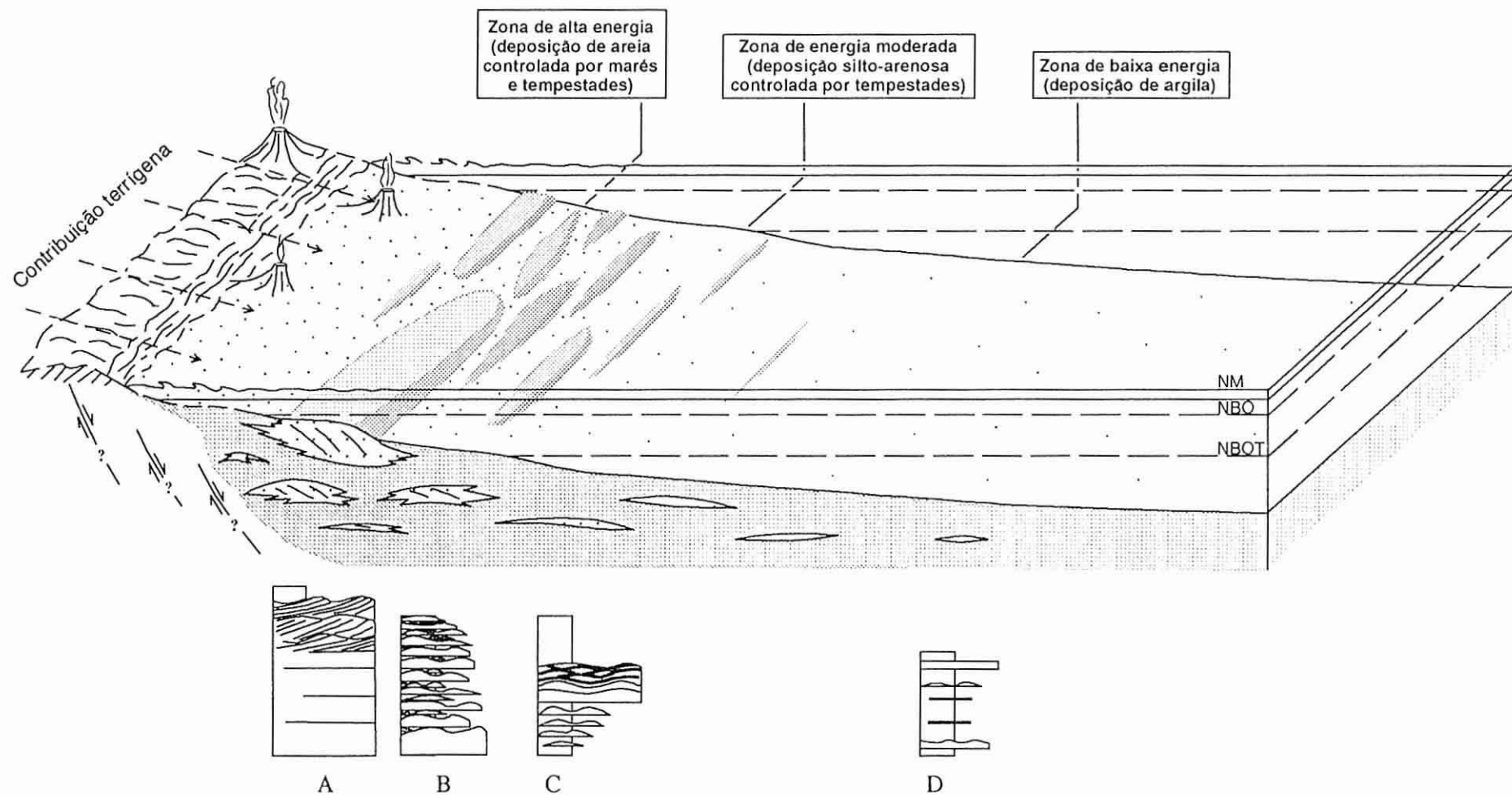


Fig. 2.20 - Representação esquemática do ambiente sedimentar predominante e posicionamento das associações de fácies na plataforma continental aberta.

NM: Nível do mar.

NBO: Nível base da ondulação em períodos de bom tempo.

NBOT: Nível base da ondulação em períodos de tempestade.

A presença de intercalações arenosas entre as fácies predominantemente pelíticas é função da profundidade, das variações de energia no meio, e do grau de exposição às correntes (De Raaf et al., 1977).

Assim, a presença de intercalações arenosas com *ripples* de ondulação também indica um ambiente de plataforma *sensu lato*, e os potentes conjuntos pelíticos, com intercalações silto-arenosas e laminação paralela, ter-se-ão depositado em profundidade abaixo do nível de acção da ondulação e no qual a sedimentação, a partir de suspensões resultantes da acção de tempestades, terão sido o principal processo responsável pelas intercalações arenosas (Gabaldon, 1991; De Raff et al., 1977).

A presença de pelitos de cor negra é pouco frequente em toda a sequência geral, podendo apresentar espessuras decamétricas. Terá sido durante a sua deposição que se encontravam as condições favoráveis para a preservação da matéria orgânica (alta produtividade orgânica, empobrecimento do oxigénio na coluna de água que conduziram a condições anóxicas em áreas protegidas e deprimidas ou em áreas submetidas à acção de *upwelling*) num ambiente de plataforma externa.

2 - Presença de depósitos relacionados com tempestades e ondulação

Se a sedimentação terrígena "normal" na plataforma externa deve corresponder a material pelítico, ter-se-á que invocar eventos mais energéticos para justificar a presença de extensas, e por vezes possantes, camadas de areia que foram observadas. Os processos sedimentares catastróficos ocorrem quase instantaneamente e envolvem quantidades de energia com magnitudes muito superiores ao normalmente requerido para uma sedimentação normal; podem depositar apenas uma pequena proporção de sedimento e dar lugar a um único estrato, ou podem depositar grandes quantidades de sedimento e assim tornarem-se no principal processo de sedimentação (Reading, 1986).

A sedimentação destes materiais na plataforma posiciona-se entre o nível base da ondulação em períodos de bom tempo (NBO) e o nível base da ondulação durante períodos de tempestades (NBOT), nos casos em que existem evidências de ondulação, ou abaixo do último (NBOT) quando não existem evidências de ondulação (figuras 2.21 e 2.22).

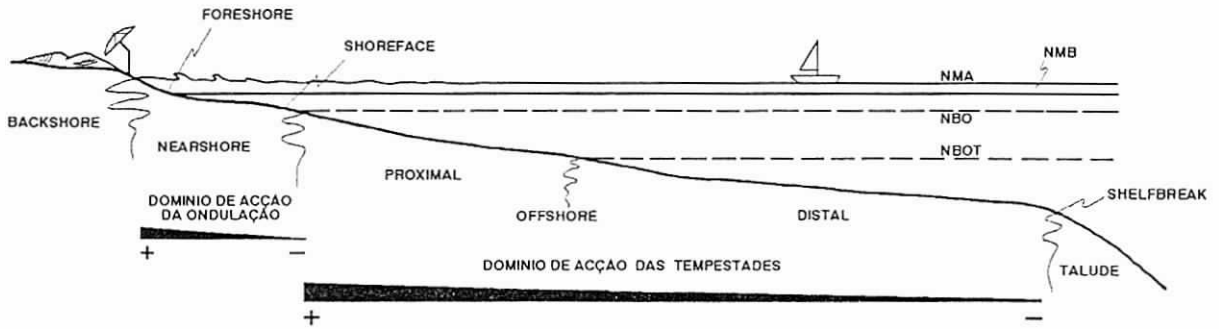


Fig. 2.21 - Ambientes sedimentares de plataforma continental. NMA: Nível do mar em maré alta. NMB: nível do mar em maré baixa. NBO: nível base da ondulação em períodos de bom tempo. NBOT: nível base da ondulação em períodos de tempestade. (modificado de Gabaldon, 1991).

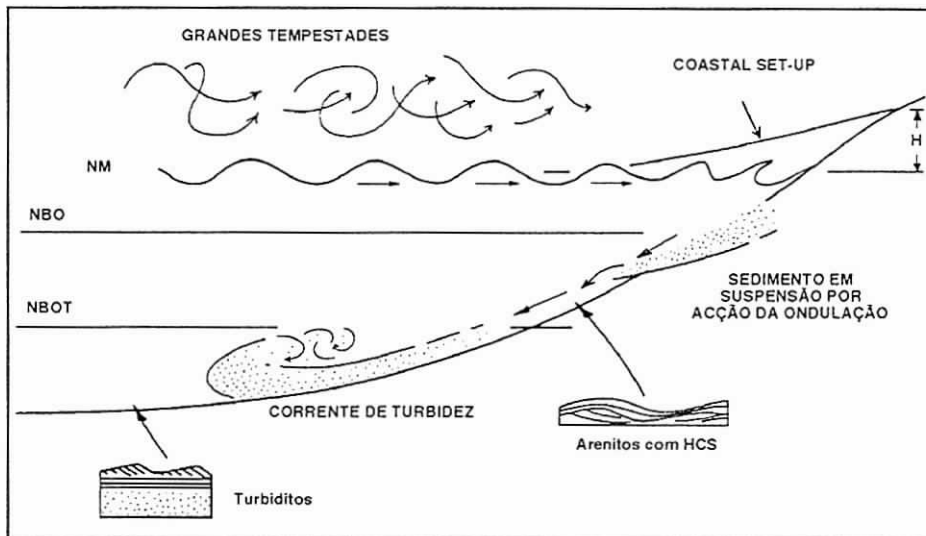


Fig. 2.22 - Efeitos produzidos pelas tempestade. Erosão do litoral durante o *coastal set-up*, colocando o sedimento em suspensão. Transporte do sedimento através duma corrente de turbidez em direcção ao *offshore*. Deposição com estratificação cruzada *hummocky* (HCS) ou camadas turbidíticas com sequências de Bouma mais ou menos completas, dependendo da profundidade de sedimentação relativamente ao nível base da ondulação em períodos de tempestade (modificado de Walker, 1984). NM: nível do mar. NBO: nível base da ondulação em períodos de bom tempo. NBOT: nível base da ondulação em períodos de tempestade.

As baixas pressões e os fortes ventos geradores das tempestades (vendavais) provocam um *coastal set-up* (corrente induzida pelo vento e que actua directamente sobre a linha de costa, donde resulta uma subida da superfície do oceano junto à costa relativamente ao *offshore*), compensado por correntes de retorno, de fundo, em direcção à plataforma externa (*storm-surge ebb*), colocando os sedimentos em suspensão. A corrente de retorno que transporta os sedimentos para o *offshore*, dependendo da intensidade da mesma e do pendor da plataforma, vai acelerando, transformando-se numa corrente de turbidez com todo o sedimento em suspensão. A deposição destes sedimentos abaixo do nível base da ondulação em períodos de tempestade dá lugar a camadas turbidíticas com sequências de Bouma (1962) mais ou menos completas. Os sedimentos que se depositam acima deste nível são retrabalhados pela ondulação, dando lugar a estratificação cruzada *hummocky* (figura 2.22) (Walker, 1984). Os sedimentos depositados por acção directa das tempestades são geralmente designados de "tempestitos"⁴.

Entre os depósitos relacionados com tempestades e ondulação podem-se distinguir 3 tipos:

- depósitos de *mudflow*
- sequências areno-pelíticas de tempestades proximais
- tempestitos distais.

A presença de depósitos de *mudflow* entre os arenitos (perfil de Raiva, figura 2.14) é rara e é interpretada como o resultado de fluxos gravitativos provocados pelas tempestades. Segundo Gabaldon (1991), constitui um tipo de fácies excepcional em plataformas dominadas por tempestades; na Formación Balconchan

⁴ Gabaldon (1991) faz uma distinção entre corrente de turbidez gerada por uma tempestade (tempestito) e "turbidito" em sentido estrito. Uma corrente turbidítica s.s. corresponde ao tipo mais diluído dos denominados fluxos gravitativos. Muito esquematicamente, uma corrente turbulenta de gravidade necessita, para ser gerada, de um plano inclinado pelo qual deslize, após ter sido colocado em suspensão mediante a destabilização do sedimento através de um impulso de qualquer natureza. A inclinação deste plano tem de ser suficiente, de modo a permitir uma aceleração da corrente capaz de levar o material em suspensão turbulenta até uma zona mais plana onde desacelera e sedimenta a carga transportada. Uma corrente de turbidez gerada por uma tempestade (tempestito), pelo contrário, não necessita de um plano muito inclinado e pode deslocar-se, com impulsos intermitentes, por plataformas praticamente sem pendor (0.1°). Neste caso, a ondulação é responsável, durante o *coastal set-up*, por pôr em suspensão o sedimento, e a corrente de retorno, durante a tempestade (*storm-surge ebb*), por impulsionar, mover e manter a corrente de turbidez até que perca força e intensidade na zona mais distal da plataforma (figura 2.22). Se esta corrente alcançasse o bordo da plataforma, poderia evoluir numa corrente turbidítica s.s., acelerando-se ao longo do talude. Apesar das diferenças hidrodinâmicas existentes entre "turbidito" e "tempestito", ambos podem apresentar aspectos sedimentológicos semelhantes, nomeadamente no que respeita às sequências de Bouma mais ou menos incompletas.

(Câmbrio da Cordilheira Ibérica) encontram-se associadas a sedimentos com HCS e são interpretadas como depósitos de *debrisflow* produzidas pela acção das tempestades nas frentes deltaicas.

As associações de fácies C e B correspondem à sedimentação em áreas de *shoreface/offshore* proximal, em períodos de tempestade e bom tempo, reconhecendo-se sequências completas, ou quase completas, de estratificação cruzada *hummocky* nas zonas posicionadas acima do nível base da ondulação em períodos de tempestade (Bourgeois, 1980; Dott & Bourgeois, 1982; Gabaldon, 1991). Estas encontram-se registadas nos perfis de Boialvo, Almaça e Raiva (figuras 2.5, 2.13 e 2.14).

A presença de estratos arenosos e siltíticos maciços ou graduados com sequências T_bcde, T_cde de Bouma (1962) correspondem a turbiditos diluídos ou a tempestitos distais e são depósitos característicos da plataforma externa posicionados abaixo do nível base da ondulação em períodos de tempestades, onde chegam suspensões turbulentas mais ou menos diluídas impulsionadas pelas correntes de retorno das tempestades (Gabaldon, 1991).

Segundo De Raaf et al. (1977), a conservação da sedimentação resultante da acção da ondulação e das tempestades deve-se aos seguintes factores, que podem actuar isoladamente ou em combinação:

- na área dominava essencialmente a baixa energia de ondulação com tempestades ocasionais;
- a área apresentava grandes variações nas condições energéticas, incluindo tempestades frequentes, e os sedimentos resultantes foram parcialmente cobertos pelo carácter silto-argiloso da plataforma;
- os estratos arenosos resultantes da acção das tempestades foram rapidamente cobertos por sedimentos mais finos que os protegeu da subsequente erosão.

3 - Depósitos de barras

Duma maneira geral, pode-se afirmar que na sequência geral onde os arenitos são mais abundantes predominam as estruturas com laminação paralela, cruzada e *megaripples*, indicadoras de pouca profundidade, posicionadas acima do nível base da ondulação em períodos de tempestades e de mau tempo.

A associação de fácies A, característica dos perfis de Boialvo, Truta, Freixo, Aguiêira e Raiva (figuras 2.5, 2.7, 2.9, 2.11 e 2.14), corresponde a conjuntos de

barras de espessura decamétrica e extensão lateral quilométrica, num ambiente de transição *shoreface/offshore* proximal com influência da ondulação, tempestades e marés.

Estes corpos arenosos representam a sedimentação em áreas sujeitas a elevada energia, sem que se registem sinais de emersão. De um modo geral apresentam base brusca e erosiva, às vezes gradacional sobre os pelitos da plataforma. Sofrem acunhamento lateral e passam lateral e verticalmente a associações de fácies que implicam menor energia, acabando por desaparecer entre os pelitos. Da sobreposição dos corpos arenosos resultaram sequências várias, apresentando uma parte central arenosa mais possante, na qual o carácter sequencial predominante é estratocrescente e granocrescente e que por vezes termina com sequências estratodecrescente e granodecrescentes. Segundo De Raaf et al. (1977), esta configuração sequencial indica um crescimento gradual das barras, após o qual terá havido uma rápida quebra de energia que terá conduzido a um recobrimento das barras por material silto-argiloso, sob a influência da fraca agitação da ondulação e de tempestades.

A presença de conjuntos arenosos intercalados na sedimentação predominantemente pelítica marinha tem sido referida na literatura como barras arenosas num ambiente pouco profundo, rico em sedimentos silto-argilosos, e como barras de *offshore* (De Raaf et al., 1977; Brenner & Davies, 1974; Walker & Plint, 1992; Tillman & Martinsen, 1984).

A problemática destes corpos estreitos e compridos, com direcção paralela à linha de costa e depositados sobre sedimentos do *offshore*, tem sido estudada por Walker & Plint (1992), referindo-se principalmente aos seguintes aspectos: saber qual é o mecanismo de transporte do sedimento arenoso através da plataforma e como se produz a sua concentração em barras construindo sequências granocrescentes e estratocrescentes. Estes autores colocam a possibilidade de estas barras não se formarem realmente a dezenas de quilómetros da linha de costa, mas que a sua posição entre os sedimentos marinhos de *offshore* seja o resultado de flutuações do nível do mar e portanto de grandes transgressões e regressões. Walker & Plint (1992), ao reexaminarem a Fm Cardium (Cretácico da bacia de Alberta, USA) e a "Shannon Sandstone" (Wyoming central), apresentam um modelo generalizado para as *offshore bars*: interpretam-nas como corpos arenosos formados pela progradação de um *shoreface* em situação de *lowstand* máximo do nível do mar, ou como resultado de uma pausa durante uma transgressão. Nesta

situação a linha de costa desloca-se em direcção ao mar e os sedimentos do *shoreface* podem posicionar-se sobre os do *offshore*. A geometria dos corpos arenosos depende do acarreo do material ao *shoreface* proveniente dos rios, do grau de transporte dos sedimentos pelas correntes ao longo do *shoreface* e da duração da posição relativa do nível do mar.

Posteriormente, quando se produz uma subida relativa do nível do mar, a transgressão consequente ultrapassa a linha de costa em direcção a terra, produzindo erosão sobre os sedimentos do *shoreface* superior que geralmente não se preservam, enquanto que os do *shoreface* médio e inferior são recobertos por pelitos marinhos, preservando-os. O ciclo total da progradação e transgressão é o responsável pela formação destes corpos arenosos isolados entre os sedimentos pelíticos marinhos de *offshore*, que na realidade representam um *lowstand shoreface*.

À luz deste esquema, a sucessão estratigráfica total correspondente às quatro unidades (I, II, III e IV) definidas neste trabalho é interpretada como depositada numa plataforma siliciclástica essencialmente silto-argilosa, com o desenvolvimento esporádico de barras e sujeita à acção de ondulação e tempestades, através de sucessivos períodos de superficialização (*shoaling upward*) e profundização (*deepening upward*) numa bacia sedimentar bastante subsidente.

Tendo em conta a espessura da sucessão e que a situação paleogeográfica é praticamente a mesma ao longo de 5 000 metros, isto indicaria um certo equilíbrio entre a taxa de sedimentação e a subsidência na bacia. Não obstante, ao longo da sucessão estratigráfica constata-se diversos períodos de superficialização e de profundização, às vezes rápidas, que, conjugadas com o maior ou menor acarreo de materiais à bacia, deram lugar a diversos ciclos de associações de fácies.

Assim, de um modo geral, na Unidade I observa-se uma tendência regressiva, com a presença de ciclos de associações de fácies progradantes que desenvolveram um conjunto de barras submareais-intermareais, com expressão cartográfica quilométrica, intercaladas entre as fácies pelíticas de *offshore* (ex: perfil de Boialvo). Esta tendência parece inverter-se bruscamente na Unidade II, com o predomínio de associações de fácies mais profundas, com escassos períodos de superficialização ou de maior acarreo de material arenoso, representados nos raros conjuntos arenosos intercalados.

Na Unidade III repete-se de novo a tendência regressiva geral, que permitiu o desenvolvimento de vários conjuntos de barras definidos por ciclos de associações progradantes (ex: perfil da Raiva), ainda que também se reconheçam sequências granodecrescentes e estratocrescentes (ex: perfil do Freixo). Na parte superior, observa-se uma profundização progressiva, que se torna dominante em toda a Unidade IV, apresentando um predomínio pelítico com excepção de algum episódio arenoso.

A presença de pelitos negros intercalados em determinados pontos da coluna geral (por vezes na parte superior dos conjuntos de barras) pode corresponder à sedimentação em zonas deprimidas, ou protegidas, entre as barras, ou também poderia testemunhar episódios de profundização rápida com a consequente estagnação da bacia. Nelas estariam registadas apenas os acontecimentos mais excepcionais como sejam os depósitos produzidos durante períodos de tempestade e mau tempo (ex: perfil de Almaça e intervalo 4 do perfil de Raiva).

A figura 2.23 representa, de forma esquemática, o posicionamento das quatro unidades na plataforma externa aberta, bastante subsidente, bem como os movimentos transgressivos e regressivos nelas implicadas. Assim, as unidades I e III representam a sedimentação em períodos de descida relativa do nível do mar e as unidades II e IV reflectem a sedimentação em condições transgressivas, dando lugar à sequência estratigráfica actualmente observada.

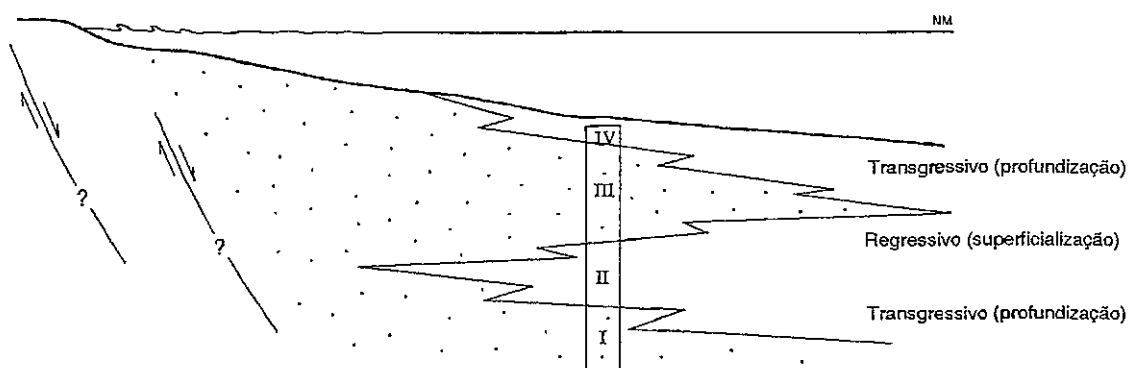


Fig. 2.23 - Evolução da bacia sedimentar ao longo da deposição das quatro Unidades litoestratigráficas, com os respectivos movimentos regressivos e transgressivos implícitos. NM: nível do mar.

Este esquema está de acordo com o modelo de bacias tipo *pull-apart*, com grande desenvolvimento de sequências de plataforma pouco profunda, proposto por Nance et al. (1991) para a sedimentação do Precâmbrico Superior-Câmbrico na margem norte de Gondwana.

Actualmente não são conhecidos os limites e dimensões de tais bacias extensionais na ZCI, mas esta configuração explica a acumulação de tal possança de sedimentos, a consequente subsidência rápida da bacia devida ao controle tectónico e o desenvolvimento de uma sedimentação com características próprias em cada uma delas, ainda que partilhando determinados episódios comuns (Rodríguez Alonso & Palacios, 1995).

Por outro lado, a situação da área estudada, localizada próximo do limite entre a ZCI e a ZOM, permite sugerir que a sedimentação se produziu num contexto de bacia marginal relacionado com margens convergentes e falhas transformantes ou transcurrentes associadas. Como se verá no capítulo 4, o carácter vulcanogénico da maioria dos arenitos estudados contribui com novos dados para o conhecimento do ambiente geotectónico e sua relação com o controle eustático e tectónico sobre a sedimentação.

Foto 2.1 - Perfil de Freimoninho: níveis pelíticos de cor cinzenta nos quais se intercalam níveis de arenitos de grão muito fino. A polaridade das camadas indica o topo para o lado direito da fotografia.

Foto 2.2 - Perfil de Boialvo: início do perfil, constituído por alternância de arenitos e pelitos. A polaridade das camadas está invertida.

Foto 2.3 - Perfil de Boialvo: estratificação de tipo *hummocky*. A polaridade das camadas indica o topo para o lado direito da fotografia.

Foto 2.4 - Perfil de Boialvo: aspecto do intervalo 1. A polaridade das camadas está invertida.

Foto 2.5 - Perfil de Boialvo: aspecto do intervalo 4. A polaridade das camadas está invertida.

Foto 2.6 - Perfil de Boialvo: aspecto de estratos arenosos no intervalo 4 com formas sigmoides e topos com estruturas de retoque. A polaridade das camadas indica o topo para o lado direito da fotografia.

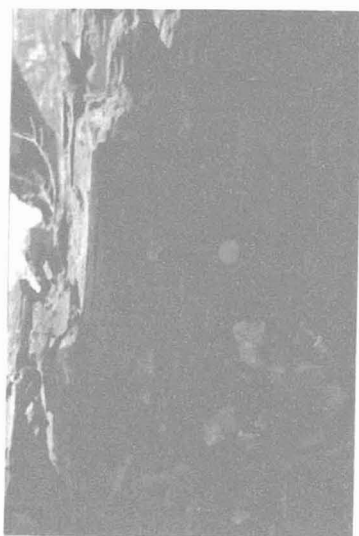


Foto 2.1

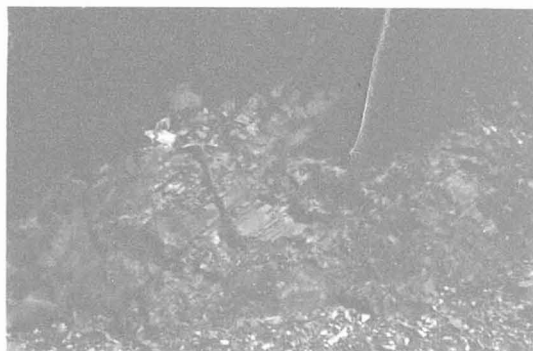


Foto 2.2



Foto 2.3

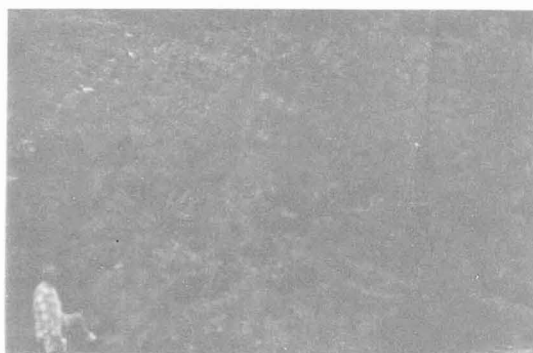


Foto 2.4

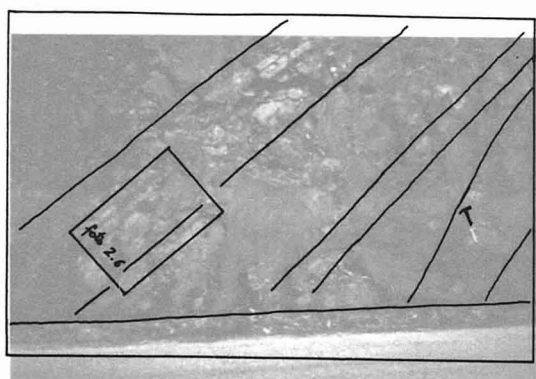


Foto 2.5

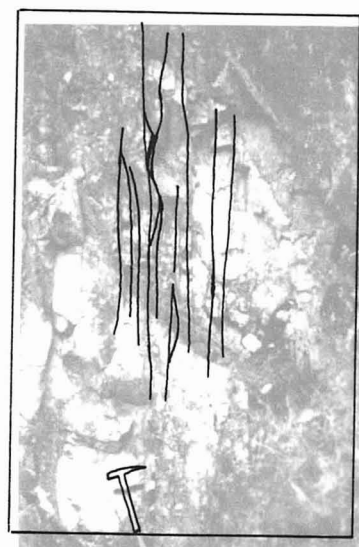


Foto 2.6

Foto 2.7 - Perfil do Freixo: aspecto geral do intervalo 1. A polaridade das camadas indica o topo para o lado esquerdo da fotografia.

Foto 2.8 - Perfil do Freixo: aspecto mais pormenorizado do intervalo 1 (associação de fácies A). A polaridade das camadas indica o topo para o lado esquerdo da fotografia.

Foto 2.9 - Perfil do Freixo: aspecto da geometria dos estratos arenosos junto ao topo do intervalo 1. A polaridade das camadas indica o topo para o lado esquerdo da fotografia.

Foto 2.10 - Perfil do Freixo: aspecto geral do intervalo 2. A polaridade das camadas indica o topo para o lado esquerdo da fotografia.

Foto 2.11 - Perfil do Freixo: pormenor de *ripple* de oscilação (fácies Ar). Topo para o lado esquerdo da fotografia.

Foto 2.12 - Perfil do Freixo: aspecto mais pormenorizado do intervalo 2. A polaridade das camadas indica o topo para o lado esquerdo da fotografia.



Foto 2.7



Foto 2.8



Foto 2.9

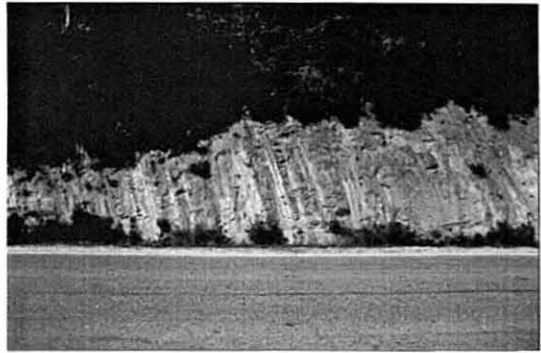


Foto 2.10



Foto 2.11



Foto 2.12

Foto 2.13 - Perfil de Vila Nancy: aspecto geral com evidência para a presença de pelitos com estratos arenosos pouco possantes. A polaridade das camadas indica o topo para o lado esquerdo da fotografia.

Foto 2.14 - Perfil da Aguireira: aspecto geral onde se evidencia a presença de estratos arenosos (associação de fácies A). A polaridade das camadas indica o topo para o lado esquerdo da fotografia.

Foto 2.15 - Perfil de Almaça: aspecto geral. A polaridade das camadas indica o topo para o lado direito da fotografia.

Foto 2.16 - Perfil de Almaça: estratos arenosos de grão fino com carácter estratodecrescente separados por lâminas milimétricas de pelitos negros. O topo está para o lado direito da fotografia.

Foto 2.17 - Perfil de Almaça: estratificação cruzada de tipo *hummocky* (associação de fácies C). O topo está para a direita da fotografia.

Foto 2.18 - Perfil de Almaça: presença de pelitos negros com intercalações de níveis de arenito de grão fino, com espessura centimétrica. O bico do martelo indica o topo.

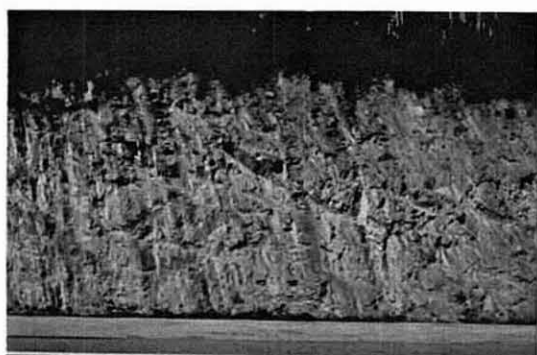


Foto 2.13

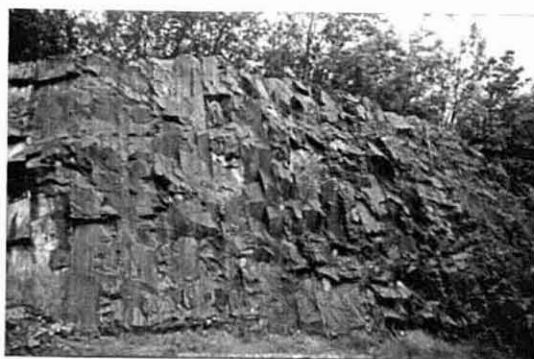


Foto 2.14



Foto 2.15



Foto 2.16



Foto 2.17



Foto 2.18

Foto 2.19 - Perfil de Raiva: aspecto geral. A polaridade das camadas indica o topo para o lado direito da fotografia.

Foto 2.20 - Perfil de Raiva: pormenor de *mudstone* conglomerático sem organização interna (fácies Mf).

Foto 2.21 - Perfil de Raiva: estratos arenosos de cor bege de grão médio a grosseiro, com laminação cruzada interna, e intercalações areno-silto-argilosas. O bico do martelo indica o topo da sequência.

Foto 2.22 - Perfil de Raiva: alternância areno-silto-argilosa com *ripples* de oscilação e corrente. O topo está para o lado direito da fotografia.

Foto 2.23 - Perfil de Raiva: estratos arenosos de espessura métrica de cor bege, com formas que se acunham lateralmente (associação de fácies A). O bico do martelo indica o topo.

Foto 2.24 - Perfil de Raiva: *Phycodes?* n. sp.

Foto 2.25 - Perfil de Raiva: estratificação cruzada tipo *hummocky*. O topo está para o lado direito da fotografia.



Foto 2.19



Foto 2.20



Foto 2.21



Foto 2.22



Foto 2.23



Foto 2.24



Foto 2.25

Foto 2.26 - Perfil de Raiva: alternância centimétrica areno-silto-argilosa com laminação ondulada e lenticular. O topo da sequência está para o lado direito da fotografia.

Foto 2.27 - Associação de fácies A (perfil da Aguieira). A polaridade das camadas indica o topo para o lado esquerdo da fotografia.

Foto 2.28 - Associação de fácies B (perfil do Freixo). O bico do martelo indica o topo.

Foto 2.29 - Associação de fácies C (perfil de Almaça); nesta fotografia destacam-se os intervalos 2 e 3, especialmente a laminação cruzada *hummocky* característica do intervalo 2. O topo está para o lado direito da fotografia.

Foto 2.30 - Associação de fácies D (perfil de Raiva). O topo está para o lado direito da fotografia.

Foto 2.31 - Associação de fácies D (perfil de Vila Nancy). A polaridade das camadas indica o topo para o lado esquerdo da fotografia.



Foto 2.26



Foto 2.27



Foto 2.28



Foto 2.29



Foto 2.30

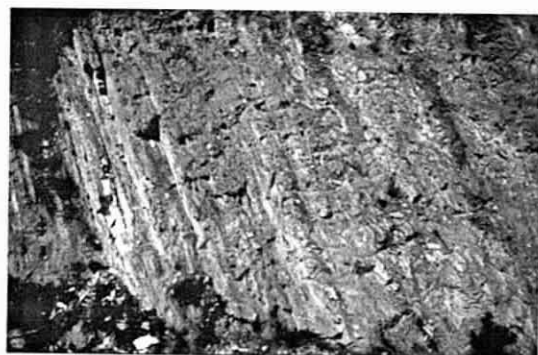

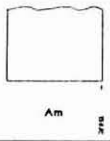
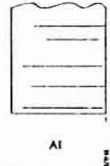
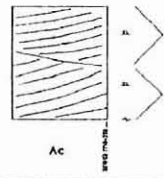
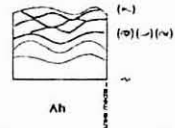
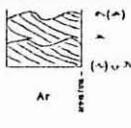





Foto 2.31

Quadro 2.1. - Quadro sumário das fácies descritas no texto

	SIMBOLOGIA	TEXTURA E FÁBRICA	ESTRUTURAS SEDIMENTARES	ESPESSURA	INTERPRETAÇÃO	ESQUEMA
Fácies Conglomerática	Mf	0.1 - 3 mm Suportada por matriz silto - argilosa	Sem organização interna	1 - 4 m	<i>Debris flow</i>	
Fácies Arenosas	Am	Areia fina a média	Massiva	0.1 - 0.3 m	Sedimentação a partir de uma corrente carregada de sedimento que sofre uma rápida sedimentação.	
	Al	Areia fina a média	Laminação paralela	0.1 - 1m	Sedimentação rápida por correntes em condições de alto regime de fluxo.	
	Ac	Areia fina a grosseira	Estratificação cruzada planar de baixo ângulo de média a grande escala. Laminação cruzada.	0.1 - >1m	Migração e sobreposição de <i>megaripples</i> .	
	Ah	Areia fina a média	Estratificação cruzada <i>hummocky</i> e <i>swaley</i> .	0.1 - 0.3m	Sedimentação por correntes combinadas (ondulação + unidireccionais) sujeitas à acção de tempestades.	
	Ar	Areia fina a muito fina	<i>Ripples</i> de oscilação e de corrente de pequena escala.	1 - 20 cm	Sedimentação resultante de um processo trectivo em condições de baixo regime de fluxo com uma forte componente oscilatória.	
Fácies Pelíticas	Pl	Argila e silte	Laminação paralela. <i>Ripples</i> de pequena escala. Estruturas de deformação por carga (<i>load cast</i>).	0.1 - 1m	Predomínio de decantação com variações periódicas da energia, e depósito trectivo de silte e areia muito fina, causadas por correntes débeis.	
	Pm	Argila e silte	Massiva (raramente laminação paralela).	1cm - 1m	Decantação de argilas com períodos tractivos ocasionais.	
	Xn	Silte e argila de cor negra.	Massiva. ou com laminação paralela e <i>ripples</i> de pequena escala. Presença de pirite.	1cm - 1m	Predomínio de decantação de argilas com períodos tractivos ocasionais, em ambiente empobrecido em oxigénio.	

Quadro 2.2. - Quadro sumário das associações de fácies descritas no texto.

	FACIES PRESENTES	INTERPRETAÇÃO	ESQUEMA
A	Al/Am, Ac, Pl/Pm	Conjuntos de barras em ambiente de transição <i>shoreface/offshore</i> proximal.	
B	Ar (Al/Ac), Ar+Pl (Pm)	Sedimentação em plataforma siliciclástica dominada por correntes tractivas e por vezes sujeita à acção de ondulação. <i>Offshore</i> proximal.	
C	Ab/Al/Ar, Xn/Pm, Ar+Pl/Pm (Xn)	Sedimentação em plataforma externa sujeita à acção de tempestades. <i>Offshore</i> (proximal/distal)	
D	Pm (Xn)/Pl+Ar/Am	Sedimentação em plataforma siliciclástica externa onde predomina a decantação e sujeita à influência de correntes esporádicas. <i>Offshore</i> distal.	

3. DEFORMAÇÃO

Tendo em conta os distintos domínios estruturais considerados na Zona Centro Ibérica, a área de estudo situa-se no Domínio das Dobras Verticais (Díez Balda et al., 1990) e caracterizada pela presença maioritária de rochas epimetamórficas precâmblicas e paleozóicas nas quais a estruturação principal é determinada pela acção da primeira fase de deformação varisca. Durante a acção desta destacam-se, em termos estruturais, estreitos sinclinais ordovícicos bem marcados pelo Quartzito Armoricano e grandes antiformas ocupadas por rochas pré-ordovícicas. Antes desta actuaram movimentos, provavelmente sárdicos, que afectaram as rochas pré-ordovícicas e que se manifestam pela presença de discordâncias e estruturas dobradas. Vai-se em primeiro lugar analisar a deformação pré-varisca e só depois a deformação varisca.

3.1. DEFORMAÇÃO PRÉ-VARISCA

A deformação pré-varisca na ZCI é mencionada para explicar a ocorrência de três discordâncias angulares observáveis tanto à escala do afloramento como à escala cartográfica: duas mais antigas, precâmblicas, que separam três unidades estratigráficas do Precâmbrio superior e Câmbrio inferior; a outra, mais recente (deformação sarda), que separa o Ordovícico Inferior dos materiais subjacentes.

A primeira discordância é referida para separar o Alcudiano Inferior / Grupo Domo Extremeño do Alcudiano Superior / Grupo Ibor, ambas unidades de idade precâmblica superior; a segunda discordância é referida para separar o Alcudiano Superior / Grupo Ibor do Pusiano / Grupo Valdelacasa de idades precâmblica superior e câmblica inferior, respectivamente. A descrição destas discordâncias, bem como a sua problemática e discussão, encontra-se exposta no sub-capítulo 1.3 (Problemática das sucessões pré-ordovícicas na Zona Centro Ibérica).

A deformação sarda, apesar de ter sido originalmente identificada na Sardenha e de ter uma idade mais recente, Ordovícico Médio a Superior segundo Hammann et al. (1982), é aceite pela generalidade dos autores como a responsável pela discordância do Ordovícico Inferior sobre os materiais subjacentes.

A deformação sarda foi proposta por Lotze, em 1956, para explicar a ocorrência de algumas séries estratigraficamente posicionadas sob os quartzitos arenigianos. Lotze assumiu a existência de duas discordâncias na ZCI: 1) uma superior (discordância Ibérica) entre o Quartzito Armoricano e as camadas vermelhas basais¹ da base do Ordovício (Câmbrico Superior, segundo Lotze, 1956); 2) outra inferior (discordância Toledânica) que separaria as camadas vermelhas (ou Série Intermédia - Tremadociano) do Câmbrico Inferior. O "conglomerado base" do Quartzito Armoricano pode, num dado contexto, ser representativo desta Série. Nestes casos, a variação na espessura (e a ocasional ausência) do conglomerado base do Quartzito Armoricano pode estar relacionada com a presença da discordância superior. Em qualquer dos casos, quando existe o conglomerado, a sua base é considerada representativa da discordância inferior. De acordo com tais considerações, pode-se admitir que a discordância na base do Tremadociano é a mais importante e está relacionada com os movimentos da fase sarda, acompanhada de dobramentos sem xistosidade associada (Díez Balda et al., 1990).

Na área sobre a qual se debruça o presente trabalho, ocorre deformação pré-varisca, que mais correctamente deve ser designada de deformação pré-ordovícica, uma vez que não afecta os metassedimentos de idade ordovícica ou posterior e que é evidenciada pelas seguintes observações:

1- Discordância clara do Ordovício sobre o CXG. Não é necessária uma cuidada observação do mapa geológico para verificar que o sinclinal ordovícico do Buçaco e a mancha quartzítica ordovícica de Arganil, ambas com orientação NW-SE, repousam discordantemente sobre os metassedimentos do CXG, estes com uma orientação aproximada de WNW-ESE. Observe-se que os conjuntos de estratos arenosos, particularmente evidenciados no mapa geológico em anexo, se encontram discordantes sob o Ordovício.

O flanco NE do sinclinal ordovícico do Buçaco é um flanco normal com orientação média de N30W a N40W e a pender na ordem dos 60° para SW; repousa discordantemente sobre materiais do CXG, com predomínio em flancos inversos, com atitude média de N70W e a penderem fortemente para NE (ver mapa anexo).

O Ordovício assenta discordantemente sobre pelo menos duas das unidades litoestratigráficas definidas (unidades III e IV).

¹ As "camadas vermelhas basais" são também designadas de "série intermédia" e "série púrpura" e são equivalentes aos "grauvaques vermelhos inferiores" de Nery Delgado (Formação de Sarnelha no sinclinal do Buçaco).

2- Varição da L_1 nos materiais do CXG. As lineações de intersecção da estratificação (S_0) com a xistosidade (S_1) e os eixos das dobras de 1ª fase, paralelos entre si, resultantes da actuação da primeira fase de deformação varisca, apresentam variação do valor do mergulho e direcção do sentido. A figura 3.1 mostra o diagrama de contornos e projecção estereográfica, em rede de igual área, das lineações L_1 e eixos de dobras de fase 1 varisca. Verifica-se que o mergulho e direcção do sentido varia, com valores predominantes em torno de 20E, N95E. De notar que a projecção estereográfica das lineações se sobrepõe sobre o plano S_1 médio que é de N70W, 60N. Se se tiver em conta a escassa dispersão da S_1 , esta variação indica claramente que a estratificação já apresentava distintas orientações quando actuou a 1ª fase de dobramento varisco.

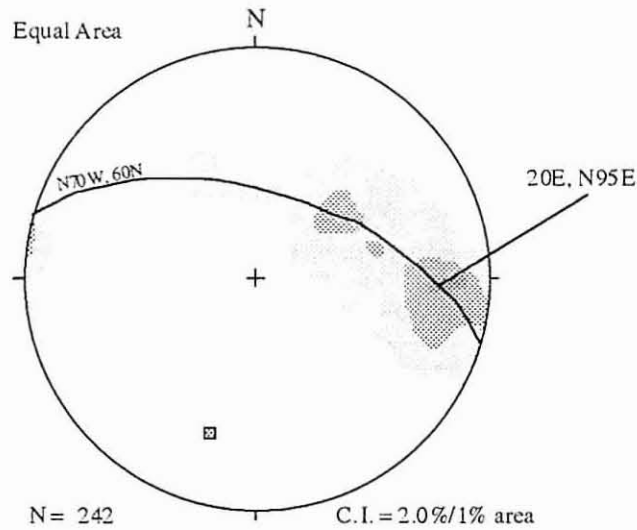


Fig. 3.1 - Diagrama de contornos com base na projecção estereográfica, em rede de igual área, das lineações L_1 e eixos de dobras de fase 1 variscas nos materiais do CXG. C.I. - *contour internal*.

Pontualmente pode observar-se polaridade normal em flancos inversos.

Não foi possível desenhar traços axiais pré-variscos. Não obstante, a partir da dispersão da lineação L_1 pode-se apontar para uma orientação pré-varisca predominante de ENE-WSW.

3- Observação de dobras pré-variscas. Pontualmente observam-se dobras métricas assimétricas, muito apertadas, com ângulos interflancos de 0 a 20°, cuja característica comum é ambos os flancos serem transectados obliquamente pela S_1 , característica esta que aliás serviu na identificação das mesmas (figura 3.2 e fotos 3.1 e 3.2). Actualmente, devido à posterior deformação varisca que se fez sentir na área, os planos axiais e as charneiras não apresentam orientação constante. Apesar

disso, como se pode ver na figura 3.3, os eixos das dobras pré-variscas apresentam um mergulho constante no sentido W. Podem-se observar dobras em sinforma e antiforma. Estas dobras não apresentam xistosidade associada.

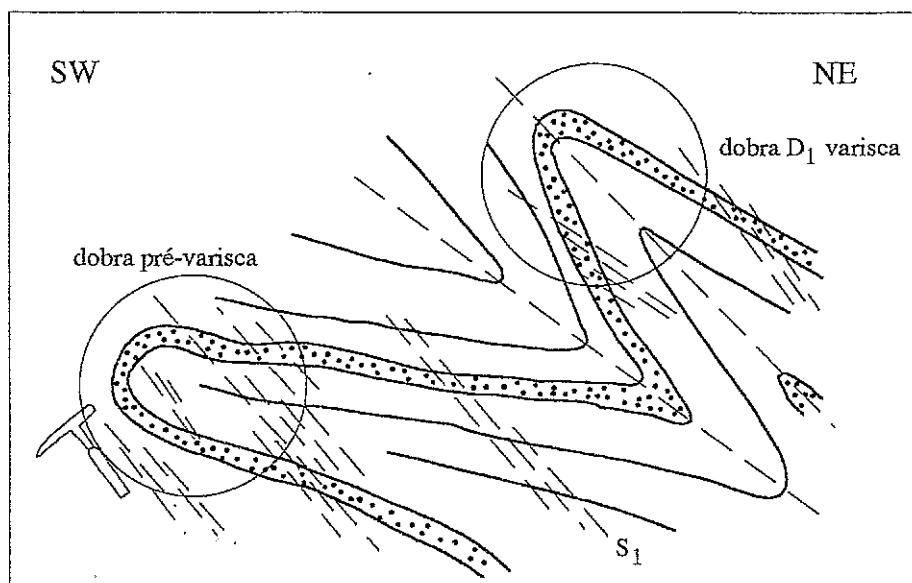


Fig. 3.2 - Dobra pré-varisca localizada próximo da povoação de Algeriz. Observe-se que esta dobra se encontra redobrada pela primeira fase de deformação varisca.

Não tendo sido encontradas diferenças significativas entre as lineações de intersecção L_1 nas quatro unidades litoestratigráficas, ou qualquer outro indício que faça suspeitar de qualquer discordância intra-CXG na área, o dobramento pré-varisco aqui encontrado deverá ser de idade sarda, da mesma forma que o é a discordância estratigráfica e estrutural do Ordovícico sobre os materiais do CXG.

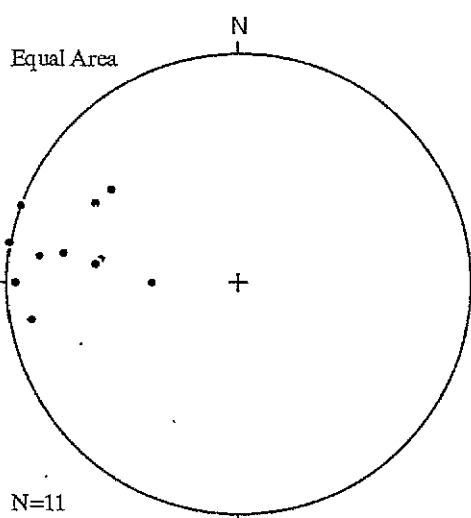


Fig. 3.3 - Projecção estereográfica, em rede de igual área, dos eixos das dobras pré-variscas.

3.2. DEFORMAÇÃO VARISCA

A estruturação das rochas encontrada na área estudada é basicamente o resultado da actuação da deformação varisca. Nos materiais pré-ordovícicos, a primeira fase de deformação (F_1) é a que deixou maior vinco na área, especialmente na parte central e sul, enquanto que a segunda fase de deformação (F_2) actuou especialmente na parte nordeste (figura 3.4).

3.2.1. Primeira fase de deformação varisca (F_1)

3.2.1.1. Dobras e Lineação de intersecção (D_1 e L_1)

A primeira fase de deformação varisca (F_1) afecta todos os materiais presentes na área estudada. As sinformas ordovícicas do Buçaco e Arganil, com orientações NW-SE, são as estruturas de maior escala e aquelas que melhor sobressaem nos mapas geológicos a escalas mais reduzidas (escalas 1:1 000 000 e 1:500 000). Nos metassedimentos pré-ordovícicos geraram-se dobras de pequeno comprimento de onda com planos axiais de direcção predominante WNW-ESE e forte pendor para NNE, com foliação associada e sempre penetrativa paralela ao plano axial. Esta orientação predominante de WNW-ESE encontra-se também na região compreendida entre o rio Erges e a serra do Moradal (Beira Baixa) (Romão, 1991; Romão & Ribeiro, 1992) e na região de Coimbra-Lousã (Sequeira & Sousa, 1991).

A diferença de orientação da F_1 no Ordovício e no CXG parece ser devida à diferente competência dos materiais que os constituem, e por conseguinte a resposta destes quando sujeitos à mesma deformação é distinta. Além disso, como já foi referido, os materiais pré-ordovícicos apresentavam uma estruturação prévia, pré-varisca, aquando da actuação da F_1 .

A aparente discordância estrutural entre o CXG e o Ordovício (repare-se que os sinclinais ordovícicos apresentam orientação NW-SE) já foi testemunhada em outros locais da ZCI e pode ser explicada pelo distinto comportamento que os diferentes materiais (quartzitos no caso do Ordovício e metassedimentos silto-argilosos, no caso do CXG) apresentam quando sujeitos à mesma deformação.

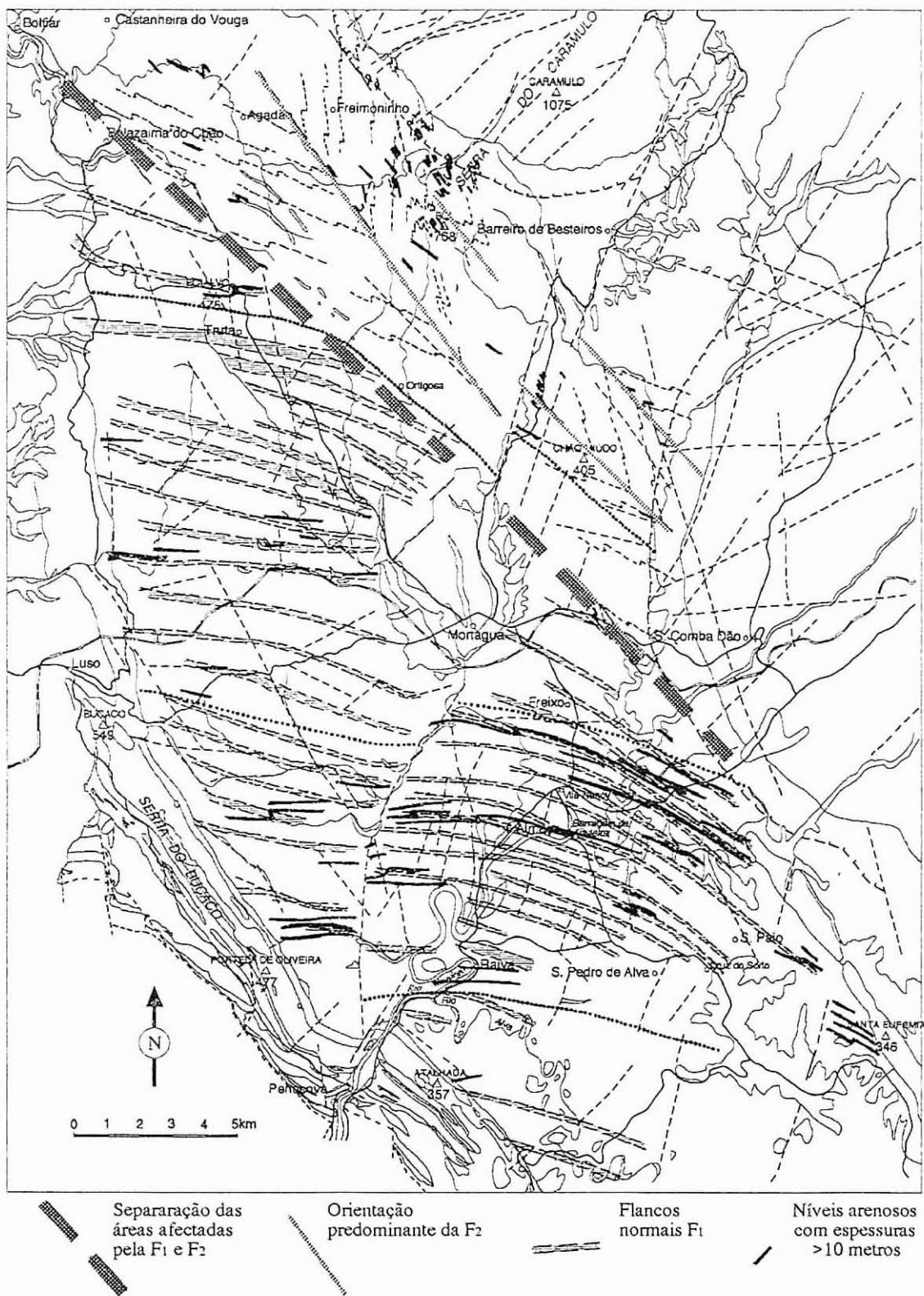


Fig. 3.4 - Áreas predominantemente afectadas pela F1 varisca (parte sudoeste do tracejado grosso) e pela F2 varisca (parte nordeste do tracejado grosso).

Concomitantemente pode ter ocorrido algum acidente tectónico ao longo dos flancos dos sinclinais ordovícicos e que tenha realçado ainda mais esta aparente discordância estrutural. Repare-se que o flanco ocidental do sinclinal do Buçaco se encontra fortemente tectonizado. O facto de não ter sido observado no flanco oriental do mesmo sinclinal e em ambos os flancos do sinclinal de Arganil, pode ser devido a que se apresentam parcialmente cobertos por depósitos de vertente, dificultando a sua observação. Este acidente pode ter rejogado posteriormente durante a segunda fase de deformação varisca, que apresenta a mesma orientação, acabando por dar o aspecto de ter ocorrido um grande cisalhamento esquerdo, com orientação NW-SE, ao longo dos flancos dos sinclinais. É necessário um estudo tectónico pormenorizado de ambos os sinclinais ordovícicos para comprovar, ou não, esta hipótese.

A figura 3.4 mostra as áreas afectadas pela F_1 e pela F_2 , cuja separação está materializada pelo tracejado mais grosso. Os materiais anteordovícicos situados na parte sul (entre as faixas ordovícicas do Buçaco e Arganil) e central da área estudada apresentam uma estruturação resultante da actuação da F_1 (mais a pré-varisca). É nesta área que se irá analisar a deformação F_1 . Nesta figura estão também evidenciados os flancos normais F_1 , bem como os estratos, ou conjunto de estratos arenosos com espessuras igual ou superior a 10 metros; estes evidenciam a simetria S das dobras menores, predominantes na área (ver mapa anexo).

A xistosidade S_1 , paralela aos planos axiais das dobras D_1 , apresenta quase sempre maior pendor do que os planos de estratificação, excepto nos flancos curtos.

Se se tiver em atenção as relações estruturais entre a estratificação (S_0) e a xistosidade S_1 gerada por esta deformação, verifica-se que esta é, na maioria dos casos, uma relação de flanco inverso. As polaridades estratigráficas encontradas, deduzidas a partir da observação das estruturas sedimentares confirmam esta afirmação. Exceptuam-se algumas observações, pontualmente localizadas, em que a polaridade observada é contrária à estrutural, consequência da actuação da deformação pré-varisca já mencionada.

Se se olhar atentamente para o mapa em anexo e para a figura 3.4 verifica-se que as dobras menores apresentam maioritariamente simetria S. O flanco longo é sempre inverso, enquanto que o flanco curto é sempre normal; e predominam os

flancos longos. As raras simetrias *Z* observadas encontram-se sempre nos flancos curtos.

O corte geológico representado no mapa anexo denuncia exactamente esta situação. Então ter-se-á o desenvolvimento de uma grande charneira em antiforma para norte, que entretanto foi mascarada pela deformação *F*₂, e que poderá corresponder à antiforma entre os sinclinais ordovícicos do Buçaco e de Arganil.

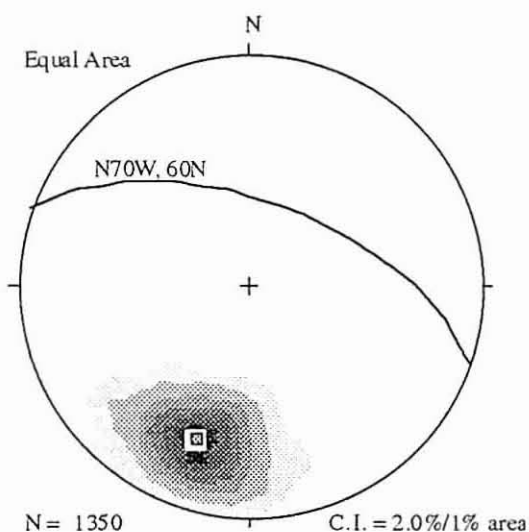


Fig. 3.5 - Diagrama de contornos com base na projecção estereográfica, em rede de igual área, dos pólos referentes aos planos de xistosidade *S*₁, com orientação média N70W, 60N. C.I.-contour interval.

As estruturas observáveis no Complexo Xisto-Grauváquico ante-ordovícico estudado são dobras hectométricas, decamétricas, métricas e centimétricas (até milimétricas), com predomínio de dobras menores correspondentes aos flancos inversos.

As dobras *D*₁ são dobras fechadas (ângulos interflancos entre 30 e 70°), com planos axiais inclinados a pender na ordem dos 60° para NNE e eixos mergulhantes, desde verticais (foto 3.3) a horizontais (foto 3.4), a penderem maioritariamente para Este. A sua morfologia está fortemente condicionada pelas características litológicas, apresentando-se como dobras praticamente isoclinais e da Classe 2 de Ramsay & Huber (1987) em estratos menos competentes ou quando afectam um conjunto de níveis de distintas competências (como é o exemplo representado na foto 3.5), ou dobras com morfologia próxima às da Classe 1B

(Ramsay & Huber, 1987) quando se trata de estratos decimétricos competentes intercalados em estratos mais potentes de material silto-argiloso (foto 3.4).

A inclinação dos eixos das dobras da primeira fase varisca é paralela às lineações L_1 e apresenta-se muito variável. Por um lado, nos materiais pré-ordovícicos encontram-se desde eixos subverticais a eixos sub-horizontais, devido à deformação pré-varisca, resultando uma dispersão na direcção e sentido do mergulho das rectas que a materializam (figura 3.1). Por outro, nos materiais ordovícicos não se encontra esta dispersão; o eixo da dobra do sinclinal do Buçaco mergulha levemente (inferior a 20°) para NNW (Dias & Ribeiro, 1993) e o eixo da dobra do sinclinal de Arganil mergulha 4° para SE (Ponte & Pereira, 1991a). Na parte norte da área estudada, a variação dos eixos D_1 é também resultado da actuação da F_2 .

3.2.1.2. Xistosidade (S_1)

Durante a primeira fase de deformação varisca ocorreu o desenvolvimento de uma xistosidade S_1 de plano axial, mais ou menos penetrativa, associada ao dobramento resultante desta fase de deformação. A S_1 apresenta uma orientação predominante, e quase constante, de N70W, 60N (figura 3.5). A intersecção da xistosidade S_1 com a estratificação (S_0) define uma lineação L_1 que, como já foi referido, é paralela aos eixos das dobras D_1 .

A xistosidade S_1 é a anisotropia planar principal à escala do afloramento em toda a metade sudoeste da área de trabalho (figura 3.4) e apresenta-se geralmente subparalela à estratificação, excepto nas zonas de charneira das dobras D_1 .

As características da S_1 variam dependendo do grau metamórfico e do tipo de rocha em que está presente. É claramente visível e de rápida identificação a olho nú ou com a ajuda de uma lupa de bolso em rochas pelíticas e ricas em filossilicatos e menos evidente em rochas arenosas.

O termo xistosidade é utilizado neste trabalho para referir uma anisotropia planar pouco espaçada e mais ou menos penetrativa que corresponde a uma foliação tectónica resultante da deformação e ao longo da qual uma rocha se separa preferencialmente.

Ao microscópio observaram-se alguns tipos de xistosidade que correspondem aos termos de origem inglesa *slaty cleavage*, *rough cleavage* e *schistosity*,

dependendo do grau metamórfico, da dimensão do grão constituinte das rochas e da sua competência.

A *slaty cleavage* (ou clivagem de fluxo) corresponde a um alinhamento subparalelo dos filossilicatos (foto 3.6) que normalmente se apresentam demasiado pequenos para serem visíveis a olho nu. Este é o tipo de foliação mais comum responsável pela fissilidade dos "xistos"² e é característica nas rochas pelíticas da zona da clorite. A foliação pode estar definida por bandas de minerais micáceos que separam domínios de outros minerais (por exemplo, quartzo) dentro dos quais, quaisquer filossilicatos presentes podem não apresentar qualquer orientação preferencial. Estes domínios podem ter formas lenticulares e estarem rodeados por filossilicatos preferencialmente orientados (Blenkinsop, 1993a).

A *rough cleavage* (ou clivagem grosseira) é uma foliação definida pela orientação preferencial dos filossilicatos em rochas psamíticas (foto 3.7). É semelhante à anterior, mas está presente em rochas com grão de tamanho visível a olho nu e pobres em filossilicatos (Powell, 1979), como é o caso dos estratos arenosos. Se a proporção de matriz é maior, a foliação (ou xistosidade) tem características entre este tipo e o anteriormente descrito, constituindo um *rough slaty cleavage*.

Nos possantes estratos quartzíticos do Ordovícico é comum não se observar xistosidade, mas quando está presente ela é do tipo *spaced fracture cleavage*. A *Fracture cleavage* (ou clivagem de fractura) é uma foliação definida por planos de fractura pouco espaçados e é mais comum em rochas competentes (por exemplo quartzitos) onde pode coexistir com *slaty cleavage* quando estão presentes pelitos inter-estratificados. O espaçamento entre os planos de fractura pode variar desde escala métrica a milimétrica (Blenkinsop, 1993a).

Ao atravessar estratos de diferentes competências a xistosidade é refractada, tanto à escala do afloramento (foto 3.8) como em lâmina delgada (foto 3.9). A refração da xistosidade manifesta-se na variação da orientação dos planos de xistosidade, que pode ser gradual (produzindo uma superfície de xistosidade curva) ou brusca, dependendo da natureza dos estratos. A refração da xistosidade pode

² A designação de "xistos" no CXG só deveria ser utilizada quando estas rochas apresentam *schistosity* e foram sujeitas a um episódio metamórfico de alto grau. Quando o metamorfismo que as afectou é baixo, deveriam ser designadas de *slates* cujo equivalente em português é "piçarra", "filito" ou "filádio", que correspondem a um argilito que foi sujeito a um metamorfismo de baixo grau (fácies dos xistos verdes ou inferior).

ser acompanhada de uma variação do tipo de foliação, de por exemplo uma *slaty cleavage* nos estratos pelíticos para uma *rough cleavage* nos estratos psamíticos (foto 3.9).

3.2.2. Segunda fase de deformação varisca (F₂)

Na área estudada é possível reconhecer a existência de estruturas posteriores à primeira fase que afectam as dobras D₁ e a xistosidade S₁ e que correspondem à segunda fase de deformação varisca F₂. Como se pode ver na figura 3.4, a F₂ actuou principalmente na metade nordeste da área estudada³ e apresenta uma orientação predominante NW-SE. Gerou novas estruturas e introduziu às rochas um *fabric* e uma deformação interna que se sobrepôs às já existentes. As rochas localizadas na área afectada pela F₂ encontram-se normalmente mais recristalizadas por terem sido sujeitas a um grau de metamorfismo um pouco mais elevado, podendo nelas observar-se biotite, ainda que dentro da fácies dos xistos verdes.

A direcção e estruturas de deformação encontradas sugerem uma correlação com a terceira fase definida em vários pontos da Zona Centro Ibérica e estreitamente relacionada com as intrusões graníticas. Assim, a aqui designada 2ª fase de deformação varisca corresponde à 3ª fase de Ferreira et al. (1987), Díez Balda et al. (1990), Valle Aguado (1992), entre outros.

3.2.2.1. Dobras e Lineação de intersecção (D₂ e L₂)

A segunda fase de deformação varisca gerou dobras de comprimento de onda quilométrico, com planos axiais de direcção NW-SE inclinados fortemente para NE e eixos a penderem maioritariamente para E. À escala do afloramento observam-se dobras menores, de dimensão métrica a milimétrica, com uma xistosidade de crenulação S₂ associada, não se observando estruturas D₂ de maior dimensão (fotos 3.10 e 3.11).

Localmente podem-se observar dobras D₁ a serem redobradas pela F₂, gerando o padrão de interferência bidimensional tipo 3 de Ramsay & Huber (1987) (foto 3.12).

³ Numa pequena área junto à povoação de S. Pedro de Alva identificaram-se estruturas posteriores à primeira fase de deformação hercínica e que são atribuídas à F₂:

As rectas de intersecção dos planos S_2 com os planos S_0 e S_1 (figuras 3.6 e 3.7) definem lineações L_2 subparalelas aos eixos das dobras D_2 , que podem ser projectados em conjunto obtendo-se uma concentração de pontos em torno do valor 60E, N55E (figura 3.8). A aparente dispersão da L_2 pode ser explicada pelas seguintes razões:

- 1) em determinadas zonas afectadas pela F_2 , esta não se apresenta muito penetrativa e portanto a sua intensidade não é uniforme em toda a área;
- 2) a estratificação (S_0) já se encontrava previamente dobrada pela F_1 e pela deformação pré-varisca aquando a actuação da F_2 , e daí a particular dispersão da L_2 ;
- 3) apesar de não ser particularmente significativa, as estruturas resultantes da actuação da F_2 foi posteriormente afectada por deformação posterior.

Os pólos dos planos S_0 e S_1 medidos na área de estudo afectada pela fase 2 estão contidos no mesmo plano cujo pólo coincide com a concentração de pontos L_2 , o que parece estar de acordo que tanto a S_0 como a S_1 foram dobradas pela mesma fase 2 cujo eixo coincide grosseiramente com a L_2 (figura 3.9).

3.2.2.2. Xistosidade (S_2)

Durante a segunda fase de deformação varisca desenvolveu-se uma xistosidade S_2 , mais ou menos penetrativa, associada ao dobramento resultante desta fase de deformação, que está associada aos planos axiais das dobras D_2 observadas em afloramento e aos quais é subparalela (fotos 3.10 e 3.11). A S_2 apresenta uma orientação predominante de N45W, 65NE (figura 3.10), podendo apresentar-se muito penetrativa obliterando a S_1 .

Ocasionalmente observa-se a xistosidade S_2 a cortar obliquamente dobras da primeira fase de deformação varisca D_1 (foto 3.13).

A xistosidade S_2 é a anisotropia planar mais importante da fase 2 de deformação varisca, manifestando-se normalmente como uma xistosidade de crenulação (*crenulation cleavage* ou clivagem de crenulação). Esta é a que predomina nas rochas pelíticas, podendo normalmente ser identificada a olho nu (foto 3.14) ou com a ajuda de uma lupa de bolso.

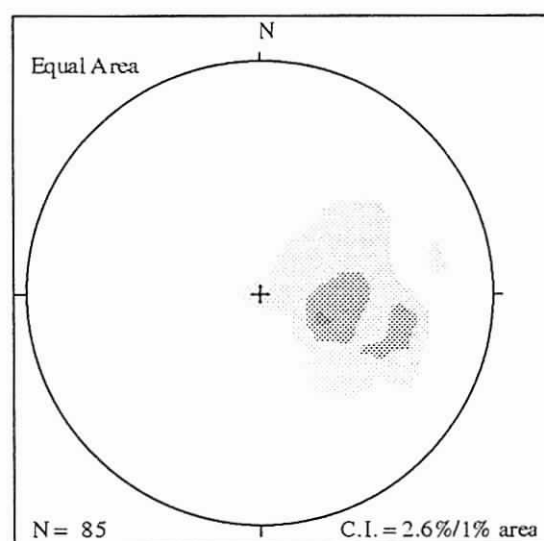


Fig 3.6 - Diagrama de contornos com base na projecção estereográfica, em rede de igual área, das lineações $L_{0/2}$ (rectas de intersecção da estratificação S_0 com a xistosidade S_2). C.I. - contour interval.

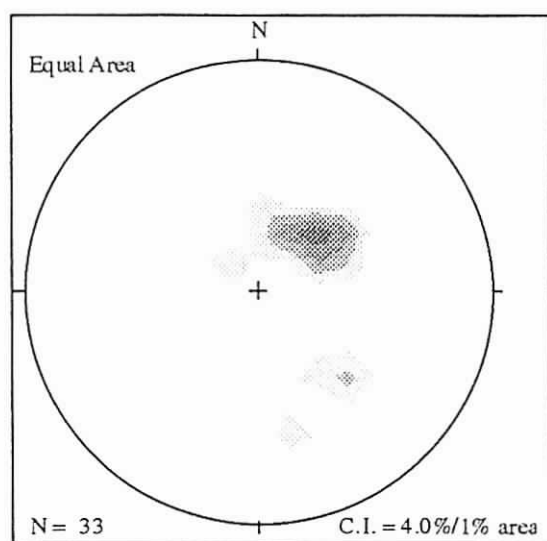


Fig. 3.7 - Diagrama de contornos com base na projecção estereográfica, em rede de igual área, das lineações $L_{1/0}$ (rectas de intersecção das xistosidades S_1 e S_2). C.I.- contour interval.

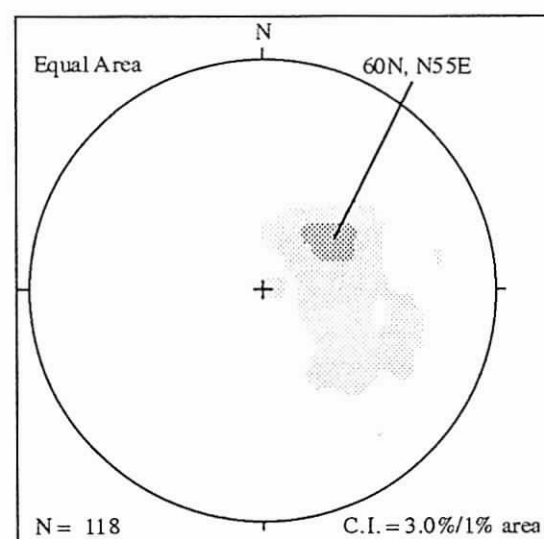


Fig 3.8 - Diagrama de contornos com base na projecção estereográfica, em rede de igual área, das lineações L_2 e eixos de dobras da fase 2 varisca. C.I. - contour interval.

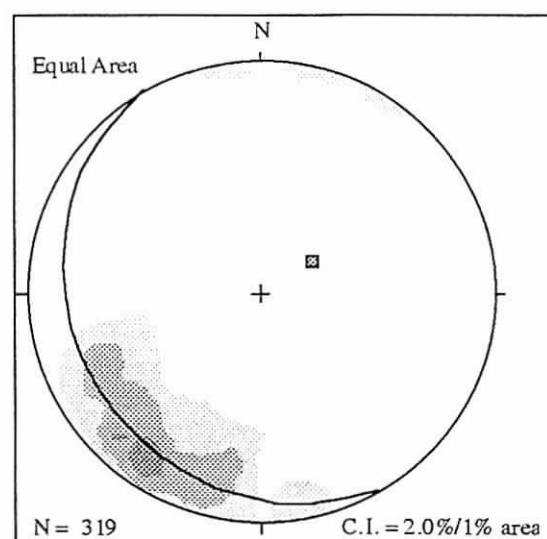


Fig 3.9 - Diagrama de contornos com base na projecção estereográfica, em rede de igual área, dos pólos referentes aos planos de estratificação (S_0) e xistosidade S_1 afectadas pela 2ª fase de deformação varisca (F_2). C.I. - contour interval.

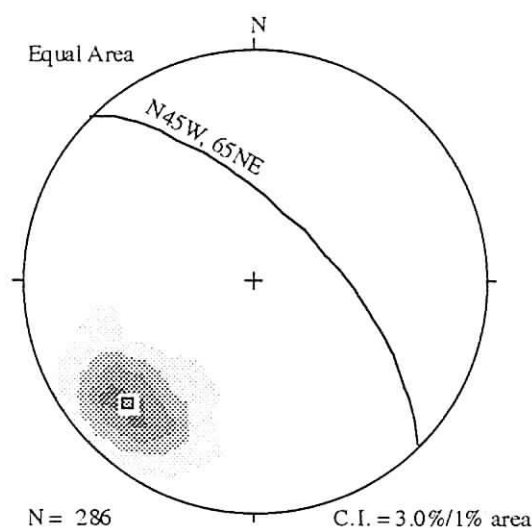


Fig. 3.10 - Diagrama de contornos com base na projecção estereográfica, em rede de igual área, dos pólos da xistosidade S₂, com orientação média N45W, 65NE. C.I.- *contour interval*.

Ao microscópio, a *crenulation cleavage* é uma foliação definida pelo dobramento de um *fabric* microscópico pré-existente, resultando normalmente da deformação de um *slaty cleavage* prévio (Blenkinsop, 1993a). Nos níveis ricos em minerais micáceos, a foliação resulta do realinhamento dos filossilicatos que se apresentam microdobrados (foto 3.15); se a deformação a que a rocha foi sujeita é muito forte, podem-se desenvolver planos de fractura coincidentes com as superfícies axiais destas microdobras. Nos níveis psamíticos, pobres em filossilicatos, estes podem não ser suficientes para registarem o microdobramento, observando-se apenas um alinhamento dos grãos grosseiros (foto 3.15).

Com o aumento da deformação e do grau metamórfico, a *crenulation cleavage* perde a sua entidade e a xistosidade S₂ manifesta-se como uma foliação tipo *schistosity*, normalmente em rochas pobres em minerais micáceos. Ao microscópio, a *schistosity* apresenta-se como uma foliação que consiste na reorientação preferencial dos minerais micáceos em rochas com granulometria suficientemente grande de forma a poder ser observada a olho nu.

3.2.3. Terceira fase de deformação varisca (F₃)

Localmente actua uma deformação posterior à F₂ que será aqui designada F₃.

Ao longo de 1km, na estrada que liga as povoações de Belazaima do Chão a Agadão (EN. 610), observa-se que as estruturas pré-existentes, nomeadamente a

xistosidade S_2 e a estratificação, se encontram microdobradas por planos de xistosidade de crenulação S_3 que são identificados a olho nu ou com a ajuda de uma lupa de bolso (foto 3.16). Estes planos S_3 apresentam uma atitude média de NNE a pender para E na ordem dos 50° (figura 3.11). As rectas de intersecção do plano S_3 com os planos S_0 e S_2 definem uma lineação de intersecção L_3 com mergulho da ordem dos 45° para E num plano vertical de direcção ESE (figura 3.11), que nas poucas dobras D_3 que se observam em afloramento (foto 3.17), são subparalelas aos seus eixos.

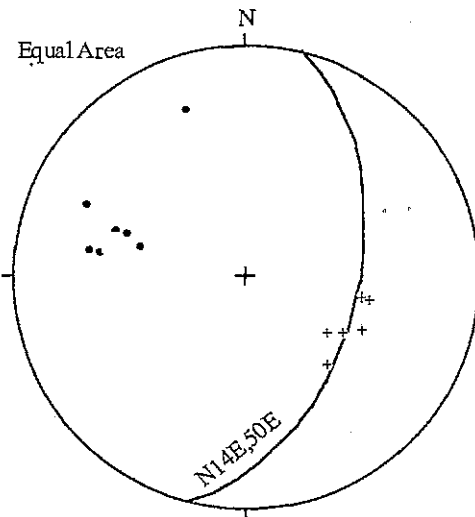


Fig. 3.11 - Projecção estereográfica, em rede de igual área, dos pólos dos planos S_3 (•) e das lineações L_3 (+). O plano médio S_3 apresenta uma atitude média de N14E, 50E.

Num afloramento junto à povoação de Ortigosa, observa-se também uma crenulação espaçada milimetricamente que afecta as estruturas pré-existentes, microdobrando-as, com uma orientação média NNE e a pender para E (aproximadamente 80°), que pode ser identificada com a ajuda de uma lupa de bolso e que é aqui designada de S_3 . Também junto ao marco geodésico de Lousa (num pequeno afloramento) se pode observar a xistosidade S_2 a ser crenulada segundo planos espaçados milimetricamente, que podem ser considerados como S_3 , com orientação N130, 50NE.

Ao microscópio, a xistosidade S_3 manifesta-se ora segundo uma *crenulation cleavage* nos níveis micáceos ora segundo microdobras nos níveis psamíticos (foto 3.18).

Esta deformação parece ser muito local e não ter qualquer significado regional. Não foi possível, com base nos dados de campo, saber se a deformação encontrada nestes três locais é a mesma, uma vez que entre eles não se manifesta.

3.3. DEFORMAÇÕES TARDIAS E FRACTURAÇÃO TARDI-VARISCA

No mapa anexo que acompanha este trabalho podem-se identificar várias falhas e fracturas resultantes de deformação tardia, com base na cartografia e na observação e interpretação de fotografias aéreas.

As fracturas e falhas identificadas podem ser agrupadas em três conjuntos com orientações médias NS,50E; WNW-ESE subverticais, e ainda NNE-SSW também subverticais. Destas cabe destacar a importante falha de Penacova-Verín, com direcção aproximada NE-SW, e que se inclui no sistema de fracturação tardi-varisca com movimento predominante de desligamento comum na Península Ibérica (Parga, 1969; Alvarado, 1983; Cabral & Ribeiro, 1989). Este sistema de fracturas é responsável pelo rejeito esquerdo do sinclinal ordovícico do Buçaco, junto à povoação de Penacova, e de todo o CXG, criando depressões tectónicas do tipo *pull-apart*, que mais tarde deram lugar à bacia de Mortágua e aos sedimentos de Barreiro de Besteiros. A falha de Penacova-Verín é também a responsável pela escarpa oriental da serra do Caramulo, que chega a atingir um desnível de 800 metros (Ferreira, 1978).

De uma forma mais ou menos regular em toda a área estudada, identificaram-se dobras tipo *kink-bands* que deformam as xistosidades S_1 e S_2 . O plano axial destes *kinks* têm com frequência direcção NE-SW e são subverticais, ou a penderem fortemente para SE; a sua orientação, semelhante às das falhas tardi-variscas, faz supor que haja alguma relação entre ambas as estruturas.

Foto 3.1 - Dobra pré-varisca localizada próximo da povoação de Travanca do Mondego. A caneta encontra-se orientada segundo a S_1 , que corta obliquamente ambos os flancos da dobra.

Foto 3.2 - Dobra pré-varisca localizada próximo do dique da barragem de Aguieira. O cabo do martelo encontra-se segundo a S_1 que corta obliquamente ambos os flancos da dobra. No mesmo afloramento observam-se dobras da 1ª fase de deformação varisca (ver esquema).

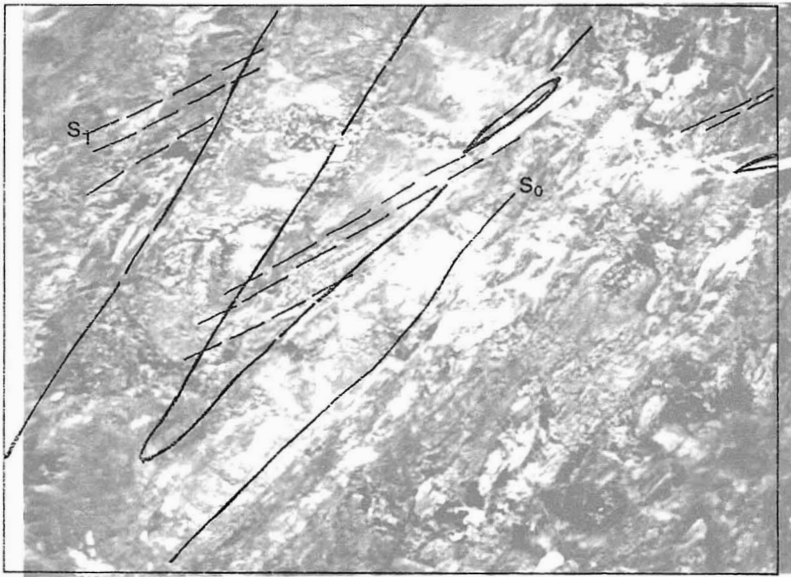
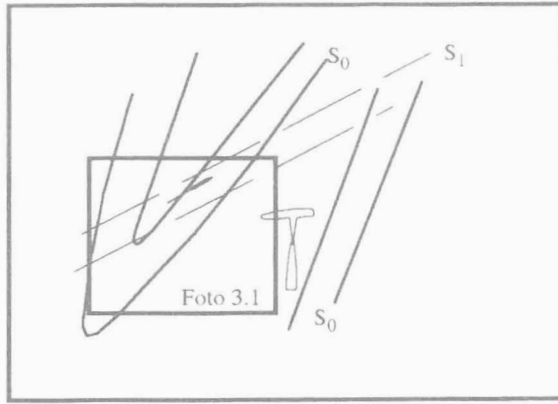


Foto 3.1

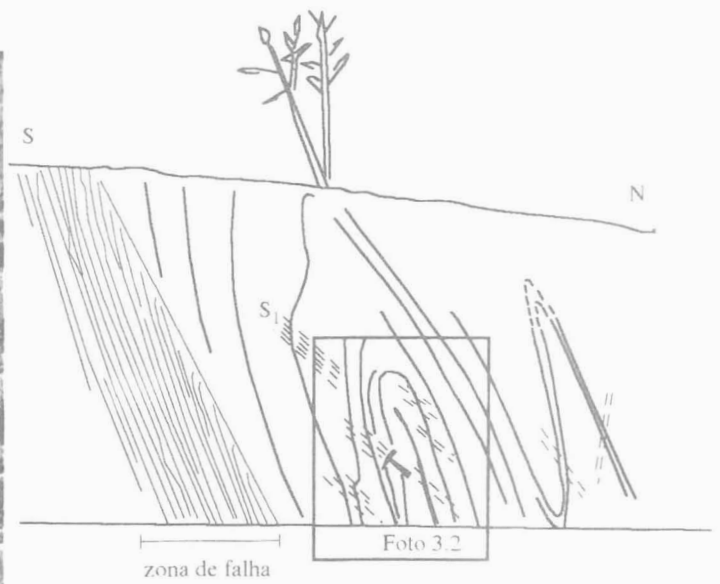


Foto 3.2

Foto 3.3 - Dobras da 1ª fase de deformação varisca (D_1) com eixos subverticais, localizadas próximo da povoação Cruz de Souto.

Foto 3.4 - Dobras da 1ª fase de deformação varisca (D_1) localizadas próximo do dique da barragem de Aguireira, com eixos sub-horizontais (escala: martelo dentro do círculo).

Foto 3.5 - Dobra D_1 com xistosidade S_1 de plano axial, localizada próximo da povoação do Freixo. A caneta encontra-se orientada segundo a S_1 .



Foto 3.3

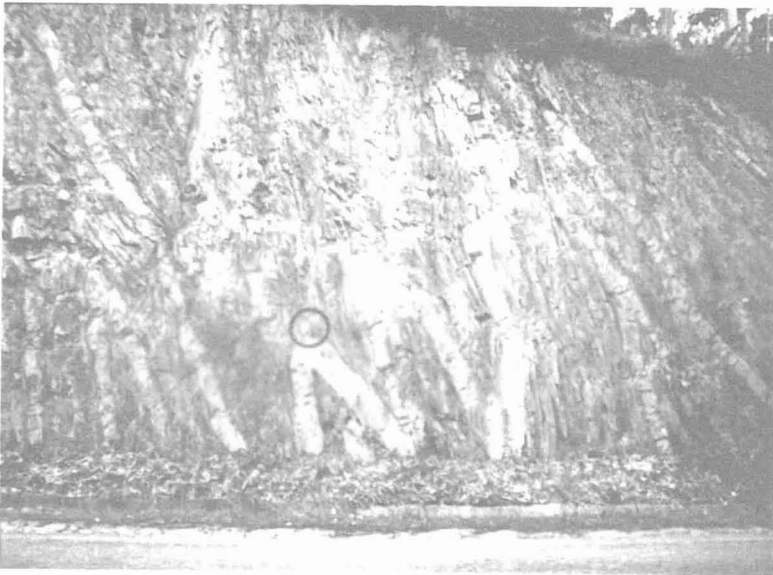


Foto 3.4

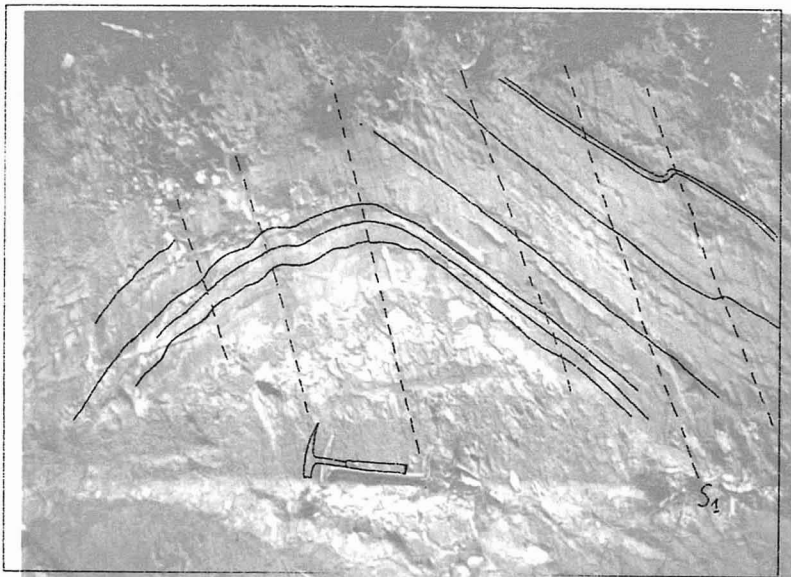


Foto 3.5

Foto 3.6 - Xistosidade de *slaty cleavage* em rocha pelítica bandada, definida pela orientação dos filossilicatos. Apresenta-se característica nos níveis mais argilosos (lado mais escuro da fotografia) quase não se observando nos níveis menos ricos em filossilicatos (lado mais claro). Nicóis paralelos.

Foto 3.7 - Xistosidade S_1 em metarenito mostrando aspecto de *rough cleavage*. Nicóis paralelos.

Foto 3.8 - A xistosidade S_1 é refractada ao atravessar estratos de diferentes competências (localizada próximo da povoação de Raiva).

Foto 3.9 - Refracção da xistosidade S_1 acompanhada da variação de uma *slaty cleavage* nos níveis mais ricos em filossilicatos para *rough cleavage* nos níveis psamíticos. Nicóis paralelos.

Foto 3.10 - Dobra da 2ª fase de deformação varisca (D_2) de escala métrica localizada próximo da povoação de Chão Miúdo (cabo do martelo segundo o plano axial). Microdobramento evidenciado por filonete de quartzo.

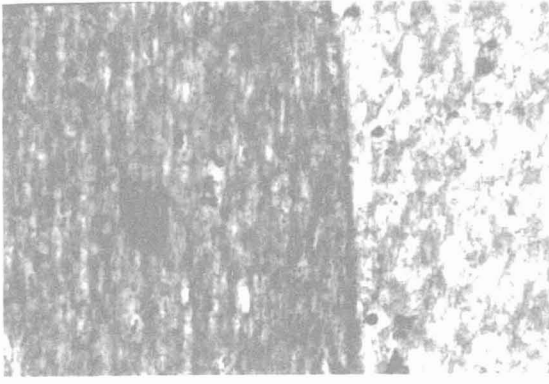


Foto 3.6 0.1 mm

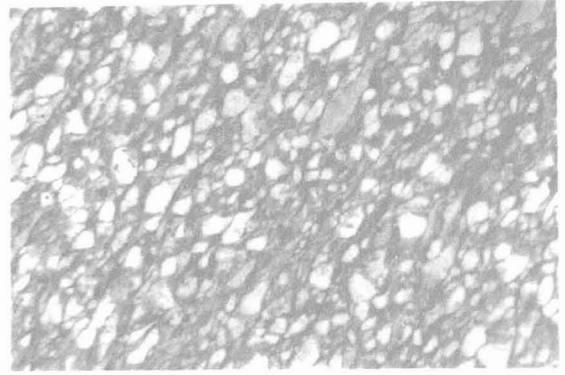


Foto 3.7 1 mm

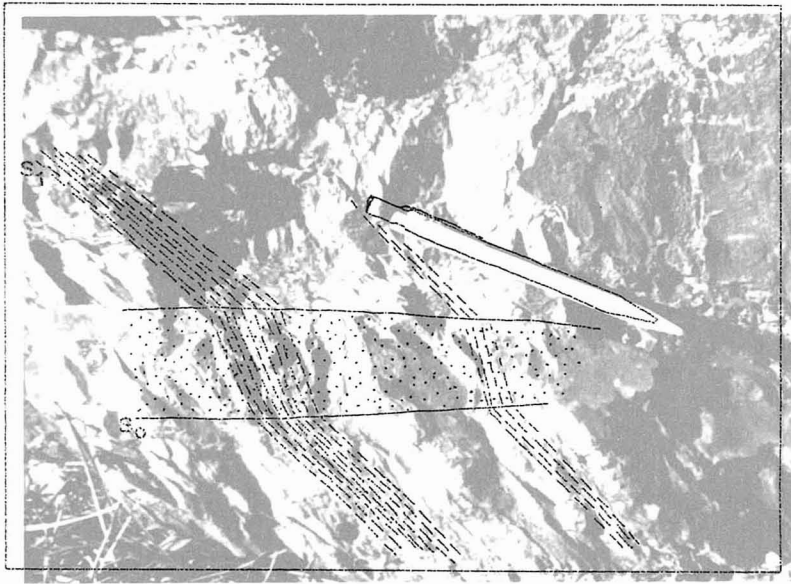


Foto 3.8

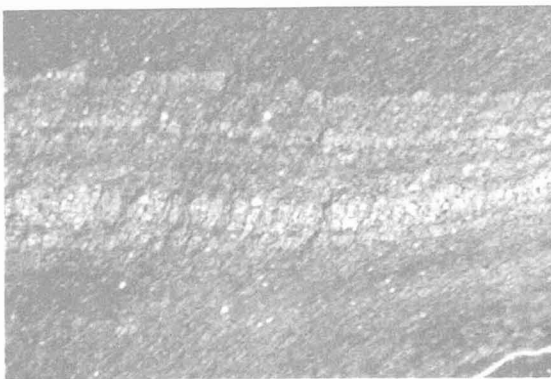


Foto 3.9 1 mm

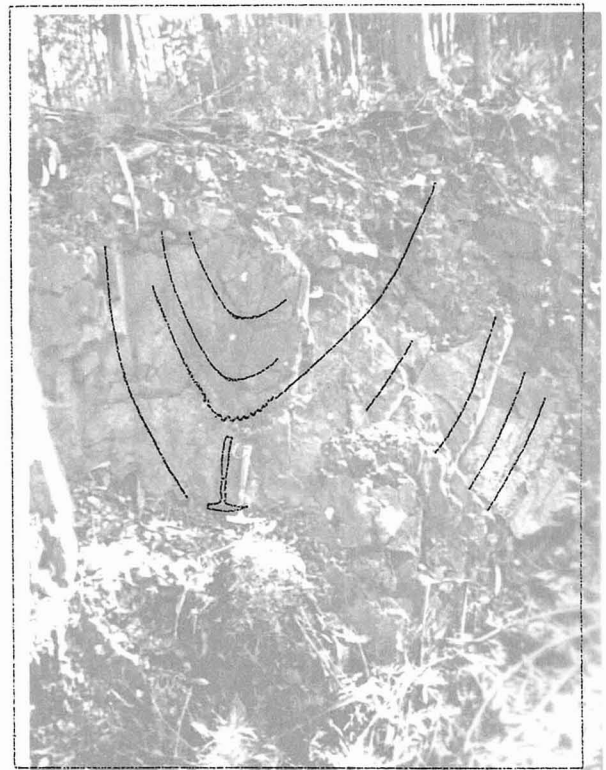


Foto 3.10

Foto 3.11 - Dobra da 2ª fase de deformação varisca (D₂) com xistosidade S₂ de plano axial, localizada próximo da povoação de Feridouro. Repare-se como a S₂ é refractada ao atravessar o estrato arenoso (mais competente).

Foto 3.12 - Interferência bidimensional tipo 3 de Ramsay & Huber (1987) de dobras D₁ e D₂, localizada entre as povoações de Bolfiar e Castanheira do Vouga.

Foto 3.13 - Dobra D₁ a ser cortada obliquamente pela xistosidade S₂, localizada entre as povoações de Bolfiar e Castanheira do Vouga.

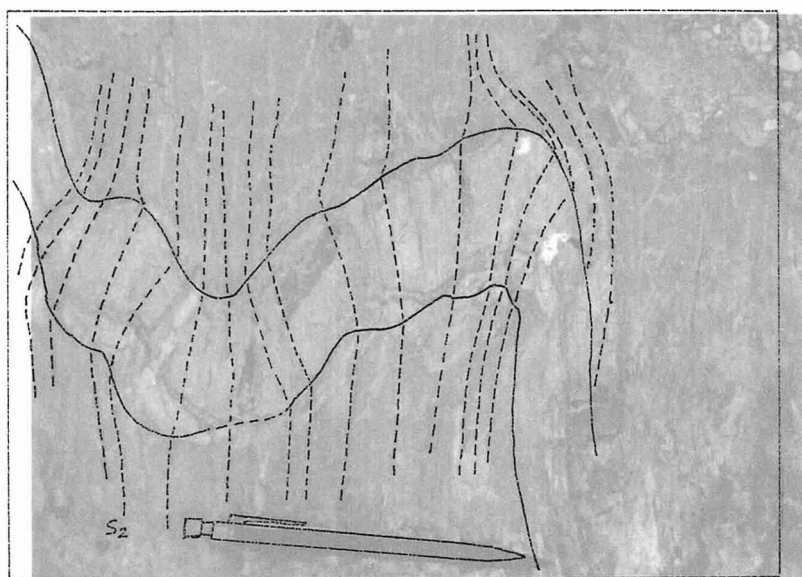


Foto 3.11

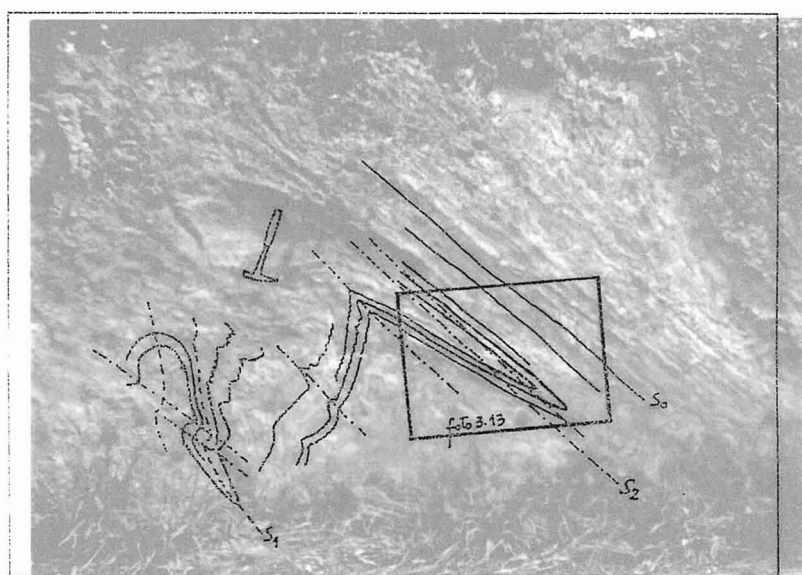


Foto 3.12



Foto 3.13

Foto 3.14 - Xistosidade S₂ de crenulação (repare-se no microdobramento) localizada próximo da povoação de Vila Moinhos. O círculo representa uma moeda como escala.

Foto 3.15 - Xistosidade S₂ mostrando aspecto de *crenulation cleavage*; manifesta-se nos níveis argilosos onde os filossilicatos apresentam microdobramento assimétrico, quase não se observando nos níveis psamíticos. Nicóis paralelos.

Foto 3.16 - Xistosidade S₃ de crenulação que microdobra a xistosidade S₂ e a estratificação (S₀), localizada entre as povoações de Belazaima do Chão e Agadão.



Foto 3.14

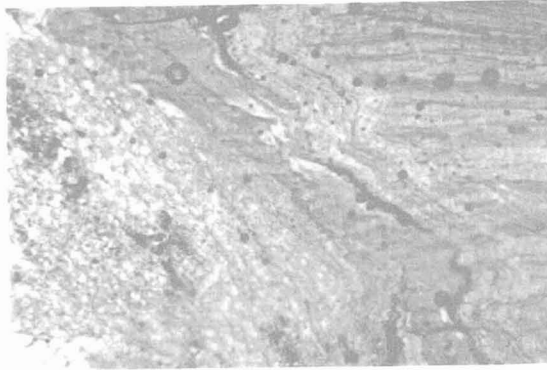


Foto 3.15

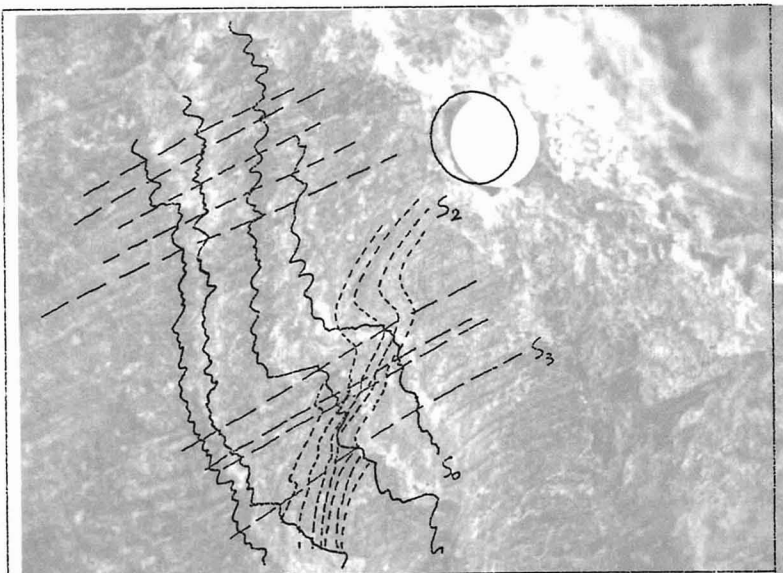


Foto 3.16

Foto 3.17 - Dobras evidenciadas por filonete de quartzo. Repare-se nas charneiras D₂ dobradas pela F₃. Localizada entre as povoações de Belazaima do Chão e Agadão.

Foto 3.18 - A xistosidade S₃ manifesta-se, ora segundo uma *crenulation cleavage* nos níveis micáceos, ora segundo microdobras nos níveis psamíticos. Nicóis paralelos.

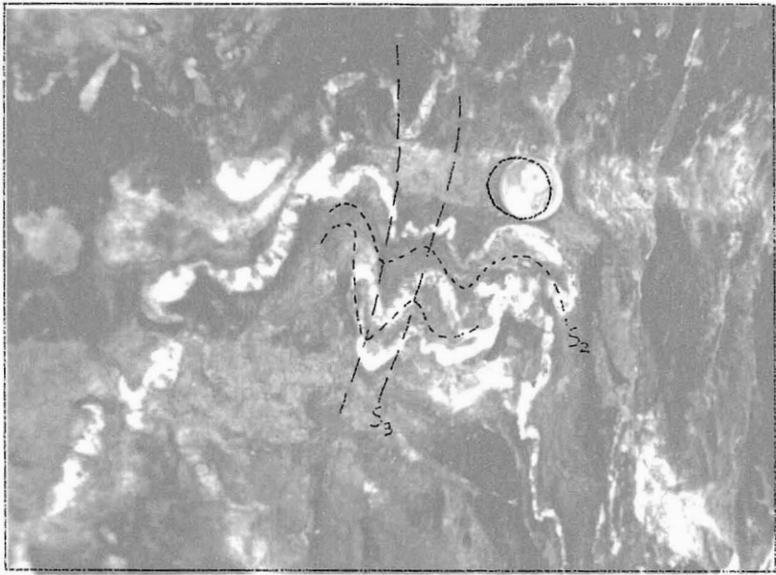


Foto 3.17

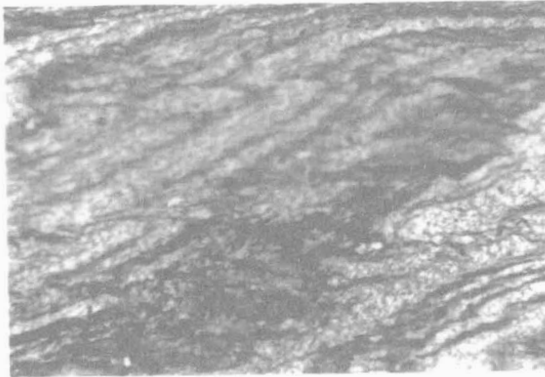


Foto 3.18

1 mm

4. PETROLOGIA

As características texturais dos materiais estudados apresentam grandes variações que dependem não só do tamanho do grão, disposição e natureza dos seus constituintes, mas também da intensidade de recristalização e deformação sofridas.

Exceptuando as zonas afectadas pelo metamorfismo de contacto junto ao bordo das massas plutónicas, o metamorfismo que as rochas sofreram na área estudada é de baixo a muito baixo grau metamórfico, sempre da fácies dos xistos verdes, raramente ultrapassando a zona da clorite (por vezes observa-se biotite). A deformação não é homogênea, uma vez que existem bandas onde se faz sentir mais fortemente (nomeadamente na parte nordeste da área estudada), produzindo-se por isso modificações, tais como orientação, recristalização e neoformação de minerais, para o mesmo grupo de rochas segundo o seu estado evolutivo. Deste modo, a textura dos materiais apresenta variações desde zonas de menor metamorfismo e deformação (essencialmente clástica, às vezes cimentada, sempre recristalizada e ocasionalmente orientada) até outras zonas sujeitas a maior grau de metamorfismo e deformação (lepidoblástica, granolepidoblástica, granoblástica, etc.), o que implica uma perda parcial ou total das características sedimentares primárias.

No presente capítulo presta-se maior atenção à descrição das características originais dos materiais e à natureza de algumas das suas variações pós-deposicionais observadas nas áreas de menor metamorfismo e deformação.

A variação litológica observada nas quatro unidades litoestratigráficas definidas é semelhante, não havendo características petrográficas particulares que possam caracterizar cada uma delas, pelo que neste capítulo encontram-se descritos os vários conjuntos litológicos independentemente de pertencerem à Unidade I, II, III ou IV.

4.1. ARENITOS

Dentro deste grupo de rochas distinguem-se vários tipos petrográficos do ponto de vista textural e composicional. Os critérios de classificação seguidos são, na sua maioria, de Pettijohn et al. (1973).

4.1.1. Quartzarenitos

Apresentam uma textura clástica recristalizada, por vezes cimentada, ou granoblástica quando a recristalização foi maior e não se percebem os contornos originais dos clastos. O tamanho do grão é de areia média a fina, raramente grosseira, com contornos subarredondados a subangulosos e calibragem moderada (foto 4.1). Em geral são texturalmente maduros.

O componente mineralógico principal é o quartzo, predominantemente monocristalino, com extinção recta ou ondulante, ainda que também se encontrem quartzos policristalinos grosseiros.

Os feldspatos não ultrapassam os 5%, sendo mais abundantes as plagioclases. Ocasionalmente encontram-se alterados para minerais argilosos (sericite e caulinite) e manchados por óxidos de ferro.

Esporadicamente encontram-se fragmentos de rocha pelítica, de quartzo microcristalino e outros compostos por clorite.

Outros minerais acessórios presentes são: moscovite, zircão, turmalina, xenotima e opacos.

O material intersticial, de origem detrítica, é normalmente escasso e de composição sericítico-clorítico. É frequente observar-se uma cimentação siliciosa em continuidade óptica com os clastos de quartzo e/ou formando um fino mosaico de cristais à sua volta, onde não existe matriz sericítica. Esta cimentação foi produzida muito cedo, sem uma forte compactação prévia dos clastos.

A cor escura que algumas rochas apresentam é devida à presença de matéria orgânica ou de opacos e clorite.

4.1.2. Quatzovaques

São rochas de grão fino a médio, subangulosos ou subarredondados, com uma calibragem pobre a moderada e uma percentagem de material intersticial >15%.

Apresentam como mineral essencial o quartzo, em grãos principalmente monocristalinos mas também policristalinos, com extinção recta ou ondulante e com inclusões. É frequente a presença de clastos de quartzo subangulosos com formas poligonais ou irregulares e outros subarredondados.

Entre os feldspatos, sempre em quantidade inferior a 5%, destacam-se as plagioclases como os mais importantes e em menor quantidade o feldspato potássico. Alguns dos grãos de feldspato apresentam os bordos arredondados, frequentemente mais alterados para sericite, enquanto que outros se apresentam angulosos.

Entre os fragmentos de rocha, sempre em quantidade inferior a 5%, destacam-se os pelíticos e os constituídos por quartzo microcristalino. É comum os fragmentos de rocha pelítica estarem deformados entre os restantes clastos, perdendo assim a sua entidade de clasto para passarem a ser componentes do material intersticial.

O material intersticial, ou matriz, é constituído geralmente por pequenos cristais de quartzo, sericite, clorite e mais raramente biotite. Todos eles se encontram recristalizados, por vezes sobrepostos sobre os clastos, e orientados ou não pela deformação.

De um modo geral torna-se difícil distinguir, no material intersticial, os componentes de natureza detrítica, os de precipitação química ou os resultantes da desagregação e alteração de fragmentos instáveis.

Outros minerais presentes em pequenas proporções são: moscovite detrítica, turmalina, zircão e opacos.

4.1.3. Arenitos vulcânicos

De todas as rochas arenosas estudadas, estas são as mais comuns em toda a área e constituem a maioria dos corpos arenosos identificados na cartografia. A presença de bastantes produtos de origem vulcânica em forma de cristais e fragmentos líticos, com composição pouco variável e diversos graus de litificação, ao serem incorporados na rocha leva a pensar que se tratava da acumulação dos produtos de um vulcanismo fragmentário com distinta proporção de partículas epiclásticas que foram sujeitas à acção dos processos sedimentares. Por esta razão foram classificadas como arenitos vulcânicos e não como litarenitos.

As características texturais ou composicionais dos clastos vulcânicos são poucas vezes, só por si, indicadoras de um tipo particular de fragmentação e sedimentação. Por isso, para rochas antigas recomenda-se, em primeiro lugar, a utilização de uma nomenclatura para tais rochas que seja não genética, como a de Fisher (1961), com vista a poder-se determinar o tipo de processo responsável pela fragmentação; seja ele piroclástico, explosivo, epiclástico, devido à fragmentação subaquática, por arrefecimento ou por autobrechificação. Assim, para a descrição dos aspectos litológicos das rochas vulcânicas antigas tiveram-se em conta as indicações de Cas & Wright (1987).

Na área estudada não se reconheceram até ao momento rochas ígneas intrusivas, ou depósitos de lava, ou outro tipo de rochas vulcânicas associadas aos arenitos vulcânicos. Unicamente se identificou nestes corpos arenosos um aumento da proporção dos fragmentos vulcânicos instáveis (feldspatos e fragmentos de rocha microlítica) para oeste.

Durante o seu estudo petrográfico constatou-se que a mineralogia e procedência de todas elas é a mesma, distinguindo-se vários tipos texturais e mineralógicos, sendo o grau de retrabalhamento e selecção dos agentes hidrodinâmicos externos, a presença ou não de cimentação precoce e o grau de deformação e alteração dos fragmentos instáveis os responsáveis de que nos encontremos finalmente perante um tipo de rocha ou outro, razão pela qual se optou por descrevê-los em conjunto.

Apresentam uma textura clástica recristalizada, por vezes fortemente orientada pela deformação. São rochas texturalmente imaturas a maduras, com tamanho do grão de areia média a grosseira, podendo apresentarem pequenas proporções de

clastos com dimensão superior a 2 milímetros, todos eles com morfologias angulosas a subangulosas (fotos 4.2, 4.3, 4.4, 4.5 e 4.6). Do ponto de vista composicional a sua maturidade é variável, de alta a muito baixa, coincidindo geralmente com o grau de maturidade textural. A percentagem de material intersticial encontra-se entre <5% e >50%, sendo proveniente na maioria dos casos da alteração, desagregação, recristalização e deformação de clastos metaestáveis do esqueleto (epimatriz de Dickinson, 1970).

No esqueleto observa-se a seguinte mineralogia:

O **quartzo** é um dos componentes principais. Na maioria dos casos apresenta-se monocrystalino com extinção recta ou ligeiramente ondulante, ou policristalino de grão grosseiro. Alguns grãos contêm inclusões fluidas, por vezes alinhadas, e de clorite vermicular (foto 4.7) ou moscovite e mais raramente zircão (foto 4.8), agulhas de rútilo, turmalina ou agregados microcristalinos de quartzo e sericite. Outros grãos apresentam um aspecto fendido. A morfologia é normalmente angulosa a subangulosa, mas ocasionalmente observam-se formas poligonais (fotos 4.9 e 4.10) ou fortemente irregulares (fotos 4.11 e 4.12), dificilmente abrangidas por abrasão ou corrosão química. Também se encontram clastos de quartzo metamórfico xistoso (fotos 4.13 e 4.14), policristalino de grão fino (foto 4.15) e do tipo deformado (*stretched metamorphic quartz* de Folk, 1974) (foto 4.16).

Os **fragmentos de rocha** apresentam-se em proporções variáveis, entre os 5% e >25% dos grãos. Destacam-se os seguintes:

- Fragmentos de rocha vulcânica microcristalina. Apresentam tamanho variável, entre areia e areão e com morfologia desde muito angulosa e poligonal até subangulosa, subarredondada ou fortemente irregular, desfiadas, adaptando-se a outros grãos, perdendo por vezes a sua entidade de clasto, o que indica diversos graus de litificação ao serem incorporados na rocha. Podem apresentar-se incolores ou com tons beges a negros, sem estruturas internas ou finamente laminados (fotos 4.17, 4.18, 4.19 e 4.20), observando-se texturas relíquia no seu interior com formas granulosas, vesiculares, ou de fendas poligonais (fotos 4.21 e 4.22). Também aparecem internamente brechificados e cortados por pequenos veios de quartzo ou incluindo alguns cristais com formas rômbricas ou triangulares (fotos 4.19, 4.20, 4.23 e 4.24). São constituídos maioritariamente por quartzo microcristalino, com tamanhos de cristais que variam de uns clastos para outros. Nalguns clastos observam-se pequenas quantidades de opacos e sericite, e esporadicamente identificam-se pequenos microlitos de plagioclase (fotos 4.25 e

4.26), cristais idiomórficos de quartzo (fotos 4.27 e 4.28) ocasionalmente acompanhados de biotite (fotos 4.29 e 4.30), dando aos fragmentos uma textura microporfírica (fotos 4.31 e 4.32), e indicando claramente uma origem vulcânica.

- Fragmentos de rocha vulcânica com textura microlítica (fotos 4.33 e 4.34). Constituídos essencialmente por pequenas plagioclases com escassa clorite e opacos. Trata-se de fragmentos de rocha muito instáveis que perdem facilmente a sua entidade de clasto (fotos 4.35 e 4.36) com a deformação e são muito pouco resistentes à abrasão mecânica, pelo que são menos frequentes nos arenitos com maior maturidade textural, nos quais os compostos instáveis devem ter sido eliminados durante a abrasão.

- Fragmentos de rocha ígnea compostos normalmente por um agregado de quartzo e plagioclase (fotos 4.37 e 4.38) e às vezes por plagioclase e biotite.

- Fragmentos de rocha metamórfica. Trata-se de micaxistos moscovíticos ou biotíticos e xistos quartzo-cloríticos com um certo grau de deformação interna definida pela forte orientação dos filossilicatos (fotos 4.29, 4.30, 4.39 e 4.40).

- Fragmentos de rocha sedimentar constituídos por pelitos (fotos 4.37, 4.38, 4.41 e 4.42), siltitos e arenitos quartzosos (foto 4.43) com proporção variável de quartzo, filossilicatos e material carbonoso. Os fragmentos de rocha pelítica apresentam formas muito diversas, sendo frequente apresentarem-se deformados, esmagados e desfiados, formando uma pseudomatriz ao perderem a entidade de clastos (Dickinson, 1970).

A proporção de feldspato que estas rochas apresentam é muito variável, desde nula ou muito acessória, a um máximo de 4-5% nos casos de maior abundância, sendo as plagioclases muito mais abundantes do que o feldspato potássico. Apresentam morfologias angulosas, algumas idiomórficas (foto 4.44), com pequeno grau de alteração para filossilicatos.

As micas detríticas mais comuns são a biotite e a moscovite, em grandes cristais isolados, muitas vezes deformados e desfiados, e clorite em menor proporção. É frequente as biotites apresentarem-se desferrificadas e transformadas, ou em vias de transformação, para moscovite e clorite. Ocasionalmente observam-se agregados de moscovite com morfologias arredondadas ou de cristais prévios idiomórficos.

O material intersticial nos arenitos maduros a submaturos (fotos 4.19, 4.20, 4.29 e 4.30) é muito escasso e composto por sericite e clorite em agregados recristalizados à volta dos grãos; em algumas amostras pode reconhecer-se uma cimentação de filossilicatos com textura do tipo *clay coat*, (foto 4.2) mas na maioria dos casos a recristalização associada à deformação impede reconhecer se se trata de matriz ou cimento. Quando a composição dos grãos é mais quartzosa, pode observar-se uma cimentação siliciosa em continuidade óptica com os ditos clastos (foto 4.45). Noutros casos, é um agregado microcristalino que forma parte do material intersticial.

A proporção de material intersticial aumenta bastante nas rochas com calibragem pobre e maior conteúdo em fragmentos instáveis; é composto por sericite e clorite com pequenas quantidades de quartzo de tamanho silte, opacos, plagioclase e quartzo microcristalino. Aparece sempre recristalizado e deformado, correspondendo em muitos casos a epimatriz e pseudomatriz no sentido de Dickinson (1970) (fotos 4.9, 4.10, 4.35, 4.36, 4.44).

Casualmente encontra-se dolomite, em pequenos cristais rômnicos isolados ou em agregados dispersos, tanto sobre os grãos como sobre o material intersticial. Outras vezes identifica-se uma carbonatação em manchas dispersas que substitui os distintos componentes da rocha.

Outros minerais acessórios presentes são: zircão, opacos, turmalina, epidoto, xenotima, apatite e óxidos de ferro. O zircão apresenta frequentemente hábito idiomórfico. A turmalina apresenta morfologias muito irregulares, nunca arredondadas, com cores azuis, verdes e castanhas, fortemente pleocróicas e às vezes zonadas; ocasionalmente apresentam um núcleo arredondado com recrescimento posterior idiomórfico. Entre os opacos destaca-se a pirite em cristais quadrangulares isolados ou em agregados circulares do tipo framboidal.

A deformação e o metamorfismo regional associados produziram uma recristalização dos filossilicatos e a formação de clorite e de algumas biotites em pequenos cristais orientados no material intersticial que, com o achatamento e deformação dos grãos do esqueleto, apresentam um contacto completo, côncavo-convexo, suturado ou atravessado por pequenas superfícies de dissolução por pressão. Quando o material intersticial é abundante desenvolve-se uma xistosidade bem definida.

4.2. PELITOS

Sob o ponto de vista petrográfico, o grupo litológico mais importante é constituído pelos pelitos, que predominam claramente sobre os restantes materiais. Neste grupo estão incluídas as rochas predominantemente argilosas e siltíticas e as silto-argilosas e argilo-arenosas bandadas.

São rochas com textura blastopelítica constituídas fundamentalmente por uma fina massa de filossilicatos (sericite, biotite e clorite) com proporções variáveis de quartzo. O quartzo apresenta-se em pequenos grãos entre as palhetas de sericite e clorite, os quais podem atingir granulometria de silte a areia muito fina.

Outros minerais presentes são o feldspato, moscovite, clorite, zircão, turmalina, apatite e opacos. A moscovite e a clorite (em cristais grandes) podem resultar da transformação da biotite detrítica e dispõem-se segundo a estratificação, enquanto que noutros casos aparecem como minerais metamórficos. A turmalina, o zircão e a apatite encontram-se normalmente como minerais detríticos em grãos pequenos e arredondados. Entre os minerais opacos destaca-se a pirite, em cristais euhédricos de dimensão submilimétrica ou em agregados formando massas irregulares - "pirite framboidal" (foto 4.46); a pirite é um mineral autógeno.

Podem apresentar matéria orgânica em maior ou menor proporção, em geral escassa, que juntamente com a clorite, os opacos e o quartzo, são os que determinam a diferente cor que as rochas pelíticas apresentam e que varia de cinzento claro a bege e de cinzento escuro a negro.

As estruturas mais frequentes observadas ao microscópio são a laminação paralela e oblíqua marcadas pela diferença de granulometria e distinta proporção de quartzo e filossilicatos (foto 4.47). O limite entre eles pode ser brusco, às vezes erosivo, e no seu interior pode por vezes observar-se uma granosselecção. Alguma concentração de matéria orgânica pode também marcar a laminação com presença ou não, de acritarcos (foto 4.48) Tais características indicam uma sedimentação num meio tranquilo, com algumas correntes tractivas e por vezes em meio redutor.

O metamorfismo e a deformação deram lugar a uma orientação e recristalização da principal massa de filossilicatos.

4.3. DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO

O estudo petrográfico proporciona dados importantes sobre as características da energia do meio em que as rochas foram depositadas, a proveniência dos clastos, especialmente no caso das rochas arenosas, e as modificações pós-deposicionais sofridas.

Por outro lado, os grãos de tamanho areia são aqueles que fornecem mais indicações para a caracterização da área fonte. Esta, no presente estudo, determina-se de um modo qualitativo, já que o grau de modificação dos grãos originais, devido à deformação, desagregação e alteração de alguns fragmentos instáveis, não permite a aplicação de alguns estudos, tais como:

- 1) os de Basu et al. (1975), baseados na análise da ondulosidade e policristalinidade do quartzo,
- 2) os de Dickinson & Suczek (1979), que relacionam a composição dos arenitos com o quadro geotectónico global,
- 3) os de Zuffa (1984), que permitem discriminar a origem de algumas partículas como neovulcânicas ou paleovulcânicas.

Foram identificadas várias áreas de proveniência dos clastos: sedimentar, metamórfica e ígnea. Dado o seu carácter metaestável e o seu óptimo grau de preservação, pode deduzir-se que todas elas se encontravam muito próximas da bacia de sedimentação.

A contribuição de uma área fonte sedimentar tem fraco reflexo quantitativo, segundo fragmentos de rocha arenosa, siltítica e argilosa com diversas proporções de material carbonoso e com distinto grau de deformação adaptando-se entre os clastos mais duros.

A contribuição de uma área fonte metamórfica reconhece-se em alguns tipos de quartzo (quartzo metamórfico xistoso, quartzo policristalino de grão fino e quartzo deformado tipo *stretched metamorphic* de FolK, 1974). Também nos fragmentos de rocha micáceos e quartzo-micáceos que apresentam uma forte orientação dos filossilicatos no seu interior.

A contribuição ígnea é a mais importante do ponto de vista quantitativo e identifica-se em vários tipos de clastos que indicam uma proveniência plutónica e/ou filoniana e outra vulcânica-subvulcânica:

- De acordo com Folk (1974) e Blatt (1982), os grãos de quartzo com inclusões fluidas e de clorite vermicular são indicadores de uma área fonte filoniana, e os fragmentos de rocha constituídos por um agregado de quartzo e plagioclase são característicos de uma origem plutónica.
- Por outro lado, os clastos que testemunham uma contribuição claramente vulcânica são:
 - a) Os de quartzo monocristalino com formas poligonais ou com bordos irregulares e curvos ou fortemente planos e com inclusões de quartzo microcristalino nos seus bordos.
 - b) Os fragmentos de rocha microcristalinos laminados ou não e às vezes brechificados, juntamente com os fragmentos de rochas com texturas microporfíricas e microlíticas. A escassa variação composicional dos ditos clastos e a sua associação com outros clastos de feldspato frequentemente idiomórficos, a angulosidade geral dos grãos e a pobre calibragem que apresentam parecem indicar que se trata de um vulcanismo fragmentário de carácter ácido a intermédio contemporâneo com a sedimentação que proporcionou abundantes cristais e fragmentos líticos ao meio.

Do ponto de vista textural destaca-se nos arenitos vulcânicos:

- Um domínio do tamanho areia, e quase ausência de granulometria superior, dentro das fracções grosseiras.
- A textura clástica ou fragmentaria (não soldada) dos fragmentos de origem vulcânica.
- A calibragem varia, segundo o grau de retrabalhamento dos processos epiclásticos sobre os grãos, entre boa e moderada a muito pobre.
- Independentemente da calibragem que os grãos apresentam, reconhece-se um predomínio dos clastos angulosos que parecem indicar uma área fonte próxima, de modo que os processos hidrodinâmicos não modificaram a morfologia original dos clastos. Tal é o caso de alguns clastos que apresentam formas idiomórficas ou fortemente irregulares. Poderá tratar-se de:
 - 1) Partículas cristalizadas primária e livremente no magma (quartzos com morfologias poligonais ou com formas de corrosão, cristais idiomórficos de biotite, moscovite, feldspatos e zircão).

Ou então o resultado de:

- 2) Fragmentação devido a um rápido arrefecimento. Os cristais e fragmentos líticos fracturados com bordos muito rectos são o resultado de um arrefecimento rápido em fluxos piroclásticos subaquáticos. Neste sentido, a presença de fendas formando mosaicos indicam um rápido arrefecimento no caso de erupções hidroclásticas (Fisher & Schmincke, 1984).
- 3) A própria actividade vulcânica explosiva. A rápida descida de pressão durante uma erupção explosiva causa geralmente rotura nos cristais, pelo que os cristais fracturados são especialmente característicos dos tufos de cinzas (*ash-flow tuffs*) (Fisher & Schmincke, 1984). O mesmo acontece com os fragmentos líticos, que são geralmente angulosos, ainda que nalgumas circunstâncias possam sofrer arredondamento por abrasão durante a erupção (Cas & Wright, 1987).
- 4) Processos de autobrechificação. Se a lava extrui em contacto com a água, ela arrefece rapidamente e sofre fragmentação na superfície enquanto esse fluxo se movimenta, resultando fragmentos muito angulosos de lava, às vezes vesiculada, que podem movimentar-se livremente, unindo-se entre eles, ou serem incluídos no magma não fragmentado. Os sedimentos vulcanoclásticos resultantes deste processo são conhecidos como hialoclastitos (Carlisle, 1963). Os hialoclastitos siliciosos aparecem frequentemente como fragmentos de vidro com tamanho areia contendo blocos angulosos de lava, muitas vezes vesiculada (Cas & Wright, 1987).
- 5) Processos de fragmentação epiclástica. Se nalguns casos é difícil que as morfologias tenham sido adquiridas por abrasão mecânica, há que reconhecer que os processos epiclásticos produziram uma selecção dos grãos siliciosos com determinada mineralogia onde tenham actuado mais selectivamente. Tal é o caso de alguns arenitos com calibragem moderada a boa, nos quais a mineralogia predominante dos clastos é o quartzo e os fragmentos de quartzo microcristalino, com muito pouco ou nenhum material intersticial.

Segundo Honnorez & Kirst (1975), os fragmentos nos quais mais de 20% do perímetro é planar, em vez de côncavo ou convexo, resultaram provavelmente de um arrefecimento. Pichler (1965) especifica que para os magmas siliciosos viscosos os processos de fragmentação por arrefecimento e autobrechificação podem estar fortemente interrelacionados e inclusivamente serem contemporâneos,

especialmente em ambientes de águas pouco profundas nas quais as explosões hidrovolcânicas podem ter origem em simultâneo com a actividade explosiva.

Uma vez que não é conhecida a distribuição espacial, nem os termos mais básicos deste magmatismo, nem existem dados geoquímicos sobre a sua composição, muito fica por investigar de forma a conhecer o contexto geotectónico em que se deu o vulcanismo e sua relação com a sedimentação. Contudo, deve ser aqui referido que a situação geológica da área estudada, próxima do contacto ZCI e ZOM, permite supor que se trata de um contexto de bacia marginal relacionado com margens convergentes e falhas transformantes, ou transcurrentes, associadas.

Foto 4.1 - Quartzarenito com cimento silicioso em continuidade óptica com os grãos de quartzo. Nicóis paralelos; escala: 130 μ .

Foto 4.2 - Arenito vulcânico texturalmente maduro. Destaca-se a cimentação de filossilicatos (sericite) em redor dos grãos com textura tipo *clay coat*. Nicóis cruzados; escala: 130 μ .

Fotos 4.3 e 4.4 - Aspecto geral de arenito vulcânico texturalmente imaturo. Destaca-se a angulosidade dos grãos e a elevada proporção de material intersticial. Nicóis paralelos e cruzados; escala: 350 μ .

Fotos 4.5 e 4.6 - Aspecto geral de arenito vulcânico texturalmente imaturo com abundantes clastos de rocha vulcânica microcristalina. Nicóis paralelos e cruzados; escala: 350 μ .

Foto 4.7 - Aspecto de grão de quartzo microcristalino com inclusões de clorite vermicular. Nicóis paralelos; escala: 0.1 mm.

Foto 4.8 - Quartzo monocristalino com inclusão de zircão. Nicóis cruzados; escala: 65 μ .

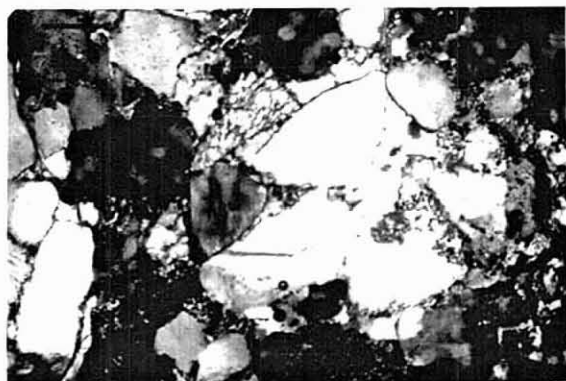


Foto 4.1

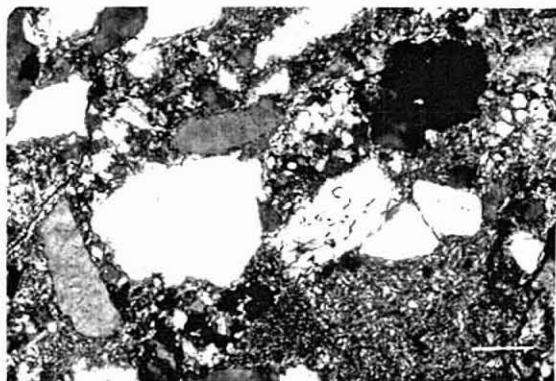


Foto 4.2

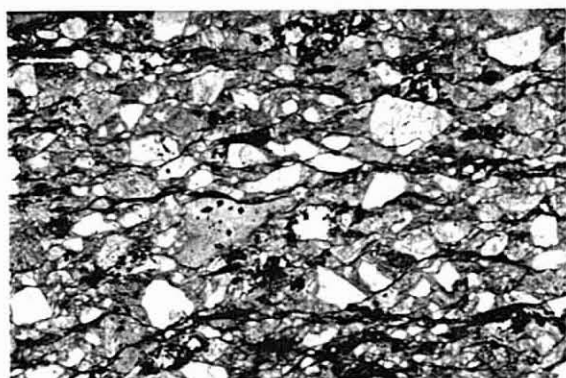


Foto 4.3

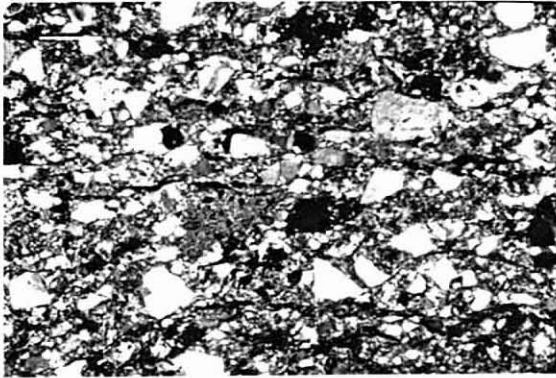


Foto 4.4



Foto 4.5

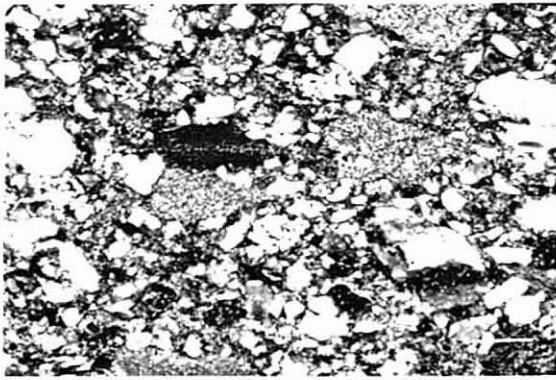


Foto 4.6



Foto 4.7

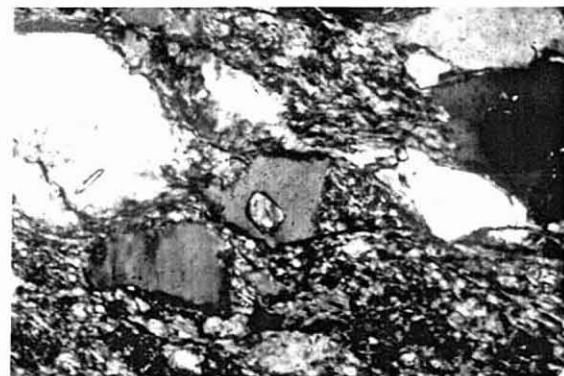


Foto 4.8

Fotos 4.9 e 4.10 - Aspecto de arenito vulcânico imaturo com abundante material intersticial orientado pela deformação. Destaca-se no canto superior direito a presença dum clasto de quartzo idiomórfico. Nicóis paralelos e cruzados; escala: 130 μ .

Fotos 4.11 e 4.12 - Aspecto de arenito vulcânico imaturo. Destacam-se clastos de quartzo com morfologias fortemente irregulares. No canto inferior direito observa-se um fragmento de rocha vulcânica microcristalina com bordos rectos. Nicóis paralelos e cruzados; escala: 350 μ .

Fotos 4.13 e 4.14 - Aspecto de clasto de quartzo tipo metamórfico xistoso (Folk, 1974). Nicóis paralelos e cruzados; escala: 65 μ .

Foto 4.15 - Exemplo de clasto de quartzo policristalino fino tipo metamórfico recrystalizado (Folk, 1974). Nicóis cruzados; escala: 130 μ .

Foto 4.16 - Exemplo de clasto de quartzo policristalino deformado tipo *stretched metamorphic* (Folk, 1974). Nicóis cruzados; escala: 130 μ .

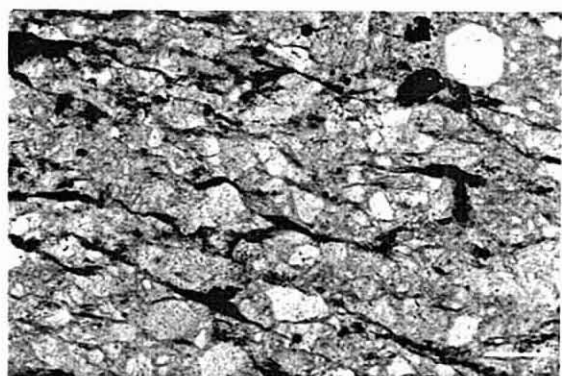


Foto 4.9

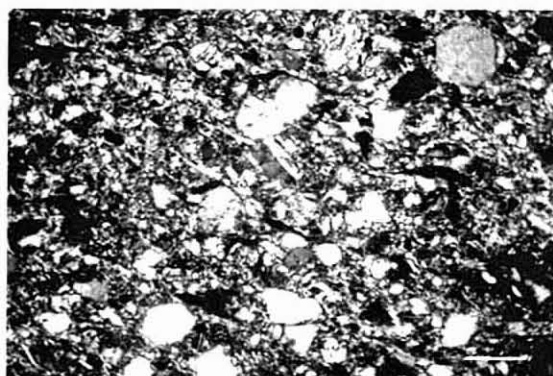


Foto 4.10



Foto 4.11

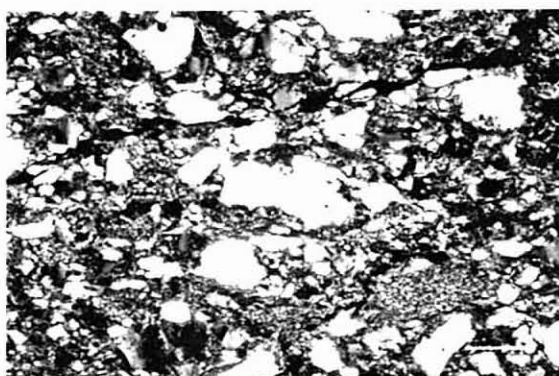


Foto 4.12

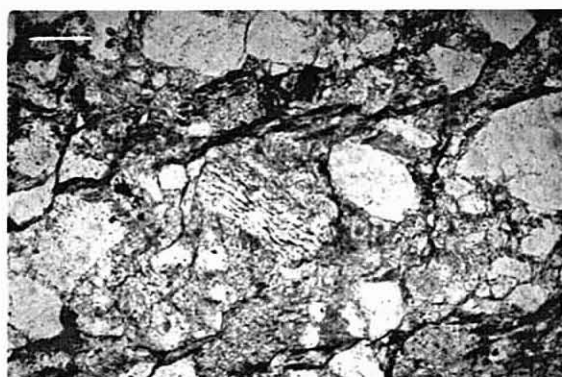


Foto 4.13

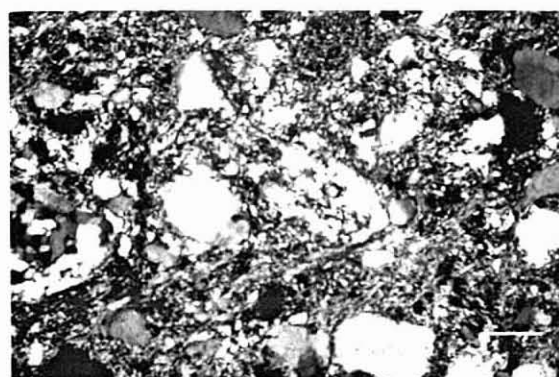


Foto 4.14



Foto 4.15

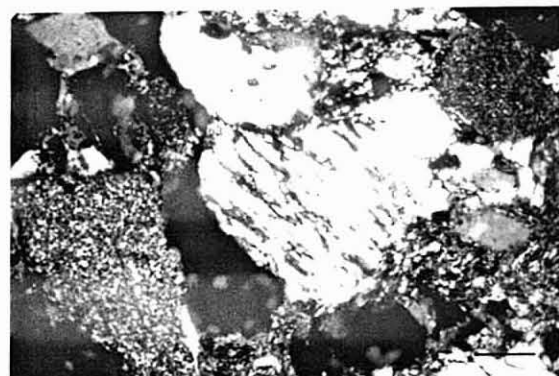


Foto 4.16

Fotos 4.17 e 4.18 - Fragmento de rocha vulcânica ácida com textura microcristalina bandada e brechificada. Nicóis paralelos e cruzados; escala: 350 μ .

Fotos 4.19 e 4.20 - Aspecto de arenito vulcânico maduro. Destacam-se os fragmentos de rocha vulcânica ácida microcristalinos; alguns apresentam-se internamente laminados, brechificados e outros cortados por veios de quartzo. Nicóis paralelos e cruzados; escala: 1 mm.

Fotos 4.21 e 4.22 - Aspecto de fendas poligonais em fragmento de rocha vulcânica microcristalina provavelmente originadas por rápido arrefecimento. Nicóis paralelos e cruzados; escala: 130 μ .

Fotos 4.23 e 4.24 - Pormenor de fragmento de rocha vulcânica microcristalina laminada e brechificada. Nicóis paralelos e cruzados; escala: 350 μ .

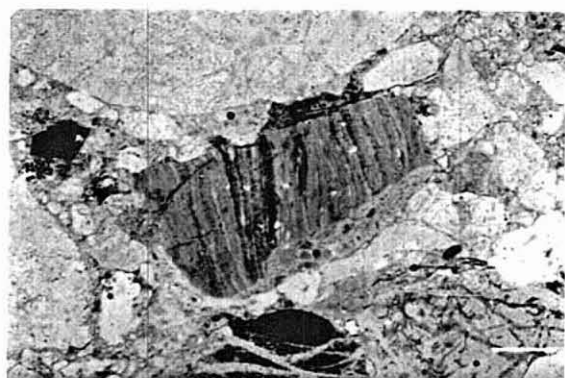


Foto 4.17

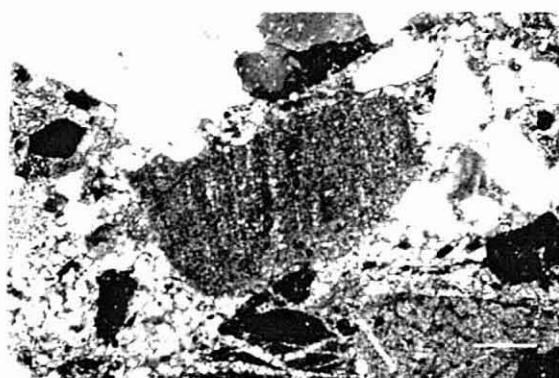


Foto 4.18



Foto 4.19

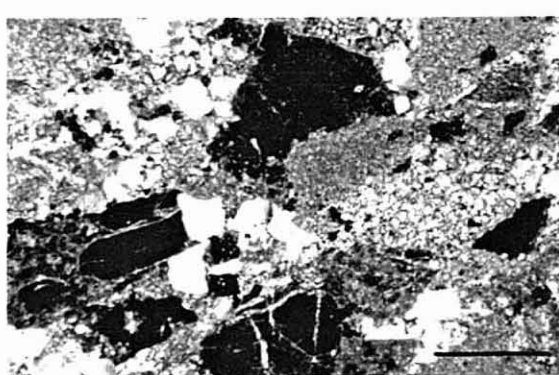


Foto 4.20

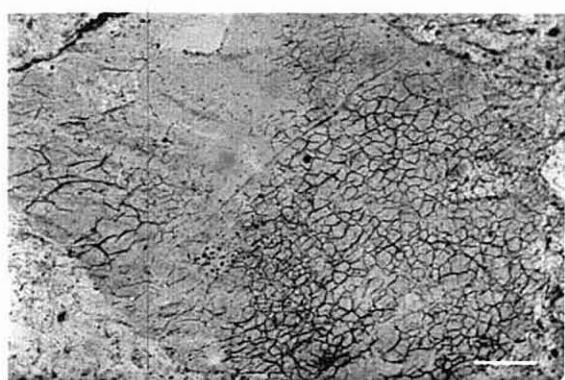


Foto 4.21

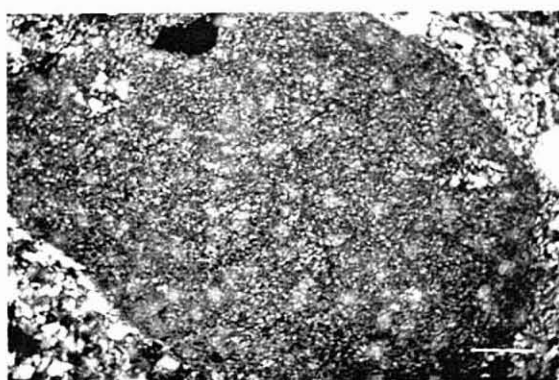


Foto 4.22

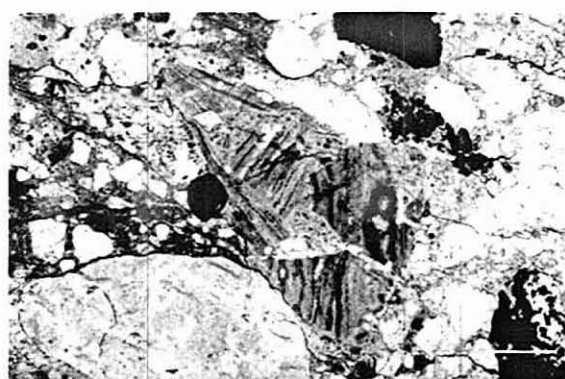


Foto 4.23

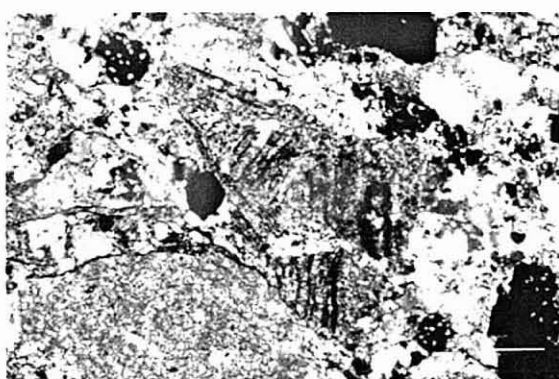


Foto 4.24

Fotos 4.25 e 4.26 - Aspecto de arenito vulcânico; no centro observa-se um fragmento de rocha vulcânica composta por uma *mesostasis* de quartzo microcristalino no qual se destaca um microlito de plagioclase. Nicóis paralelos e cruzados; escala: 130 μ .

Fotos 4.27 e 4.28 - Outro aspecto de arenito vulcânico onde se destaca um fragmento de rocha vulcânica constituída por uma *mesostasis* de quartzo microcristalino em cujo interior se observa um cristal idiomórfico de quartzo. Nicóis paralelos e cruzados; escala: 130 μ .

Fotos 4.29 e 4.30 - Aspecto geral de arenito vulcânico maduro constituído por quartzo mono e policristalino e abundantes fragmentos de rocha. Destaca-se na parte central um fragmento de rocha vulcânica com textura microporírica composta por uma *mesostasis* de quartzo microcristalino e um fenocristal de biotite. Observe-se à sua esquerda um fragmento de rocha metamórfica (xisto quartzo-micáceo). Nicóis paralelos e cruzados; escala: 130 μ .

Fotos 4.31 e 4.32 - Pormenor de fragmento de rocha vulcânica com textura microporírica composta por uma *mesostasis* de quartzo microcristalino e um fenocristal de quartzo idiomórfico incompleto. Nicóis paralelos e cruzados; escala: 130 μ .

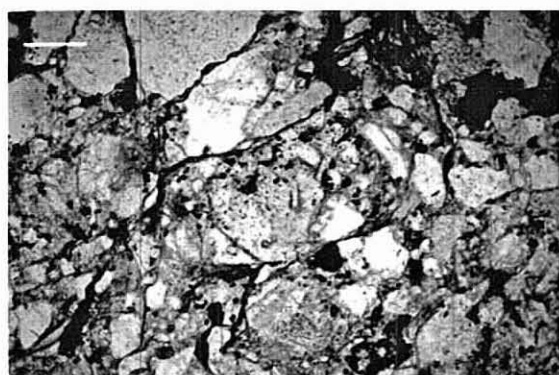


Foto 4.25

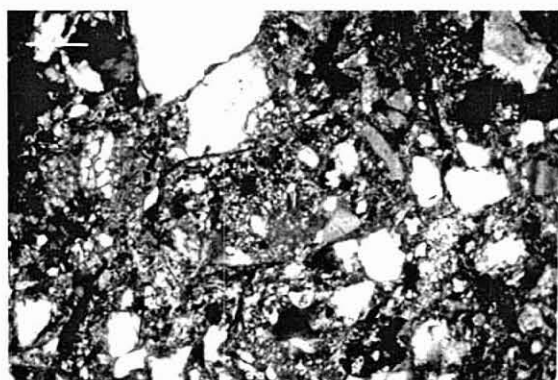


Foto 4.26

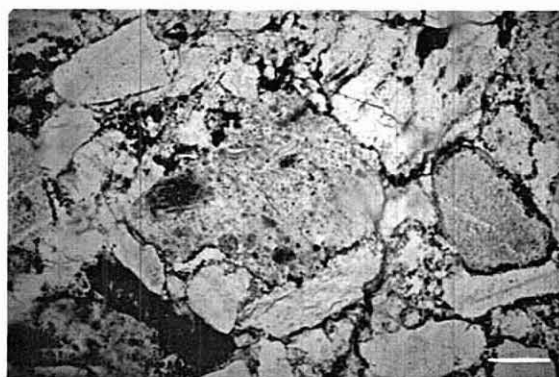


Foto 4.27

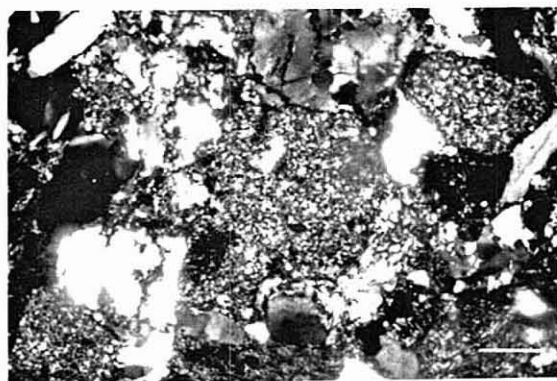


Foto 4.28



Foto 4.29

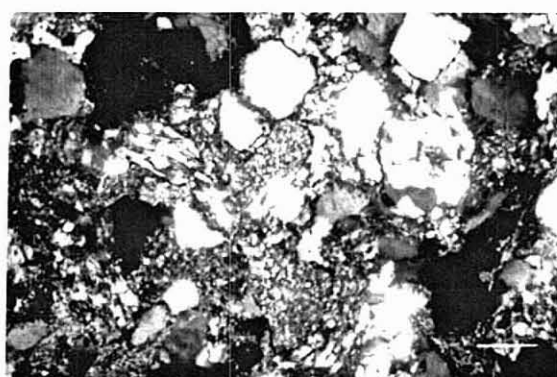


Foto 4.30



Foto 4.31

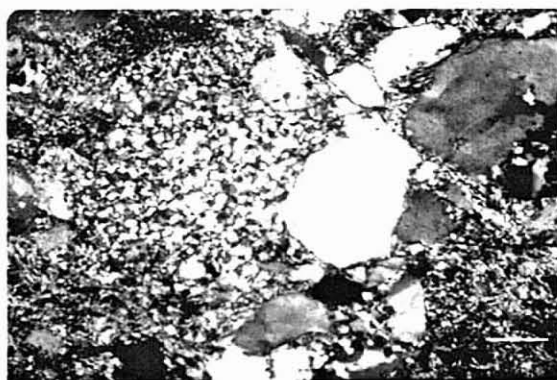


Foto 4.32

Fotos 4.33 e 4.34 - Pormenor de fragmento de rocha vulcânica com textura microlítica. Nicóis paralelos e cruzados; escala: 0.1 mm.

Fotos 4.35 e 4.36 - Fragmento de rocha vulcânica com textura microlítica parcialmente alterado e limites mal definidos de modo que se pode confundir com o material intersticial. Nicóis paralelos e cruzados; escala: 130 μ .

Fotos 4.37 e 4.38 - Aspecto geral de arenito vulcânico texturalmente imaturo. Destacam-se: no centro, fragmentos de rocha ígnea composta por feldspato e quartzo; à sua esquerda, clastos de quartzo muito angulosos com bordos rectos; também fragmentos de rocha pelítica deformada e fragmento de rocha vulcânica microcristalina. Nicóis paralelos e cruzados; escala: 130 μ .

Fotos 4.39 e 4.40 - Pormenor de fragmento de rocha metamórfica (xisto quartzo-micáceo). Nicóis paralelos e cruzados; escala: 65 μ .



Foto 4.33



Foto 4.34

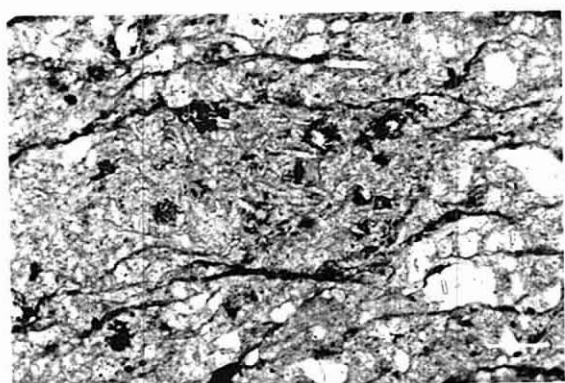


Foto 4.35

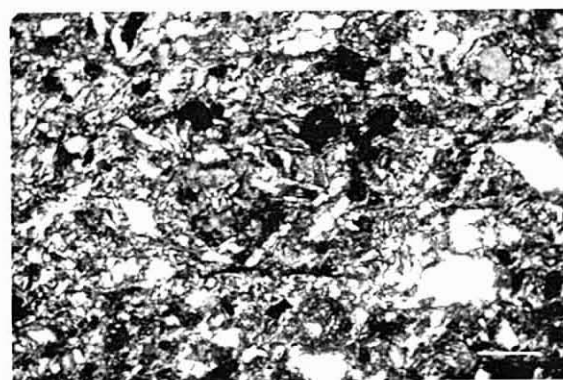


Foto 4.36

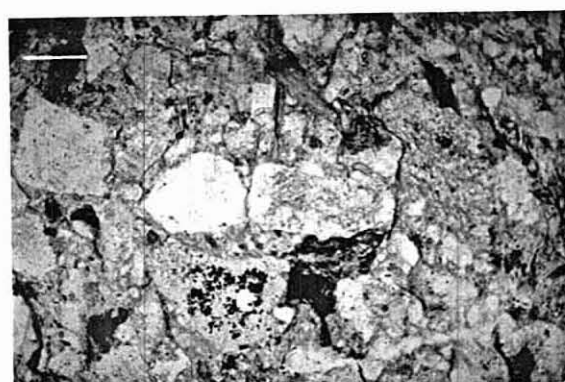


Foto 4.37

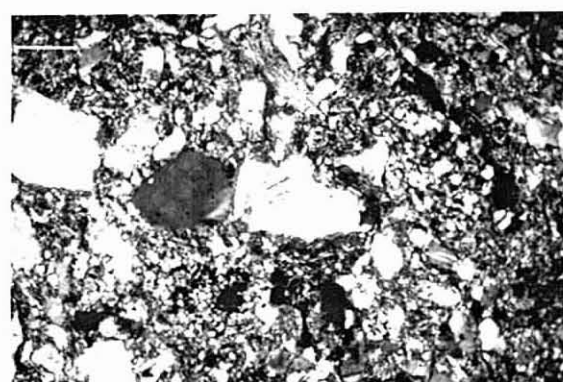


Foto 4.38

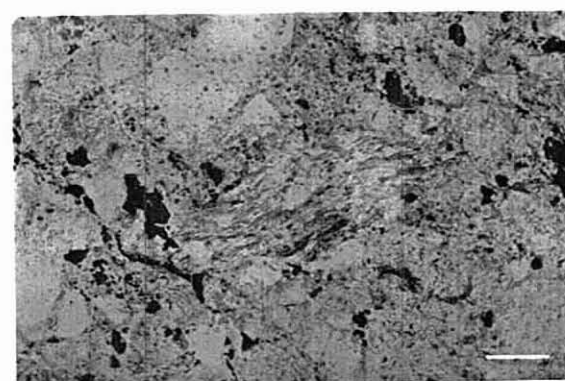


Foto 4.39

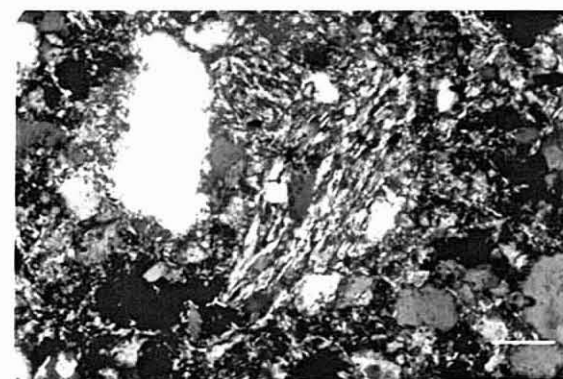


Foto 4.40

Fotos 4.41 e 4.42 - Aspecto de fragmentos de rocha pelítica previamente estruturados e posteriormente deformados pela F_1 varisca. Nicóis paralelos e cruzados; escala: 65 μ .

Foto 4.43 - Aspecto de fragmento de rocha arenosa (arenito quartzoso). Nicóis cruzados; escala: 130 μ .

Foto 4.44 - Aspecto geral de arenito vulcânico texturalmente imaturo. Destacam-se: no centro, um clasto e feldspato quase idiomórfico; vários clastos de quartzo com morfologias angulosas e bordos rectos. Nicóis cruzados; escala: 350 μ .

Foto 4.45 - Aspecto geral de arenito vulcânico maturo composto essencialmente por clastos de quartzo e fragmentos de rocha microcristalina com pouco material intersticial detrítico. Destaca-se a sedimentação siliciosa em continuidade óptica com alguns grãos de quartzo. Nicóis cruzados; escala: 350 μ .

Foto 4.46 - Aspecto de pirite framboidal, com sombras de pressão, em rocha pelítica. Nicóis cruzados; escala: 0.1 mm.

Foto 4.47 - Aspecto de rocha pelítica bandada marcada pela alternância de lâminas com distinta proporção de filossilicatos e de quartzo de tamanho silte. Nicóis paralelos; escala: 1 mm.

Foto 4.48 - Presença de acritarcos em rocha pelítica. Nicóis paralelos; escala: 0.1 mm.

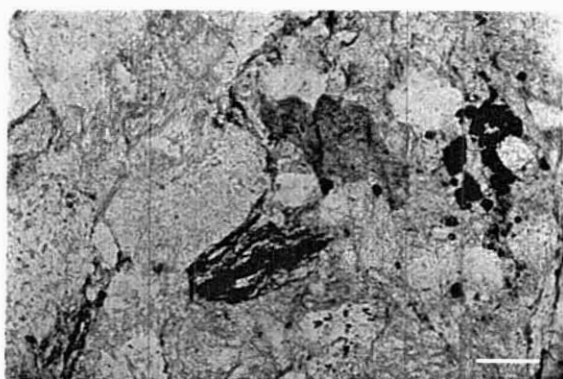


Foto 4.41

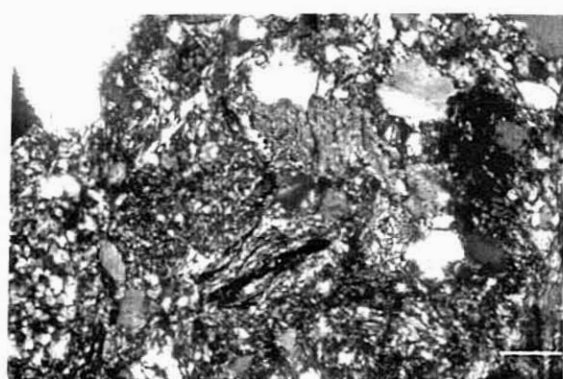


Foto 4.42

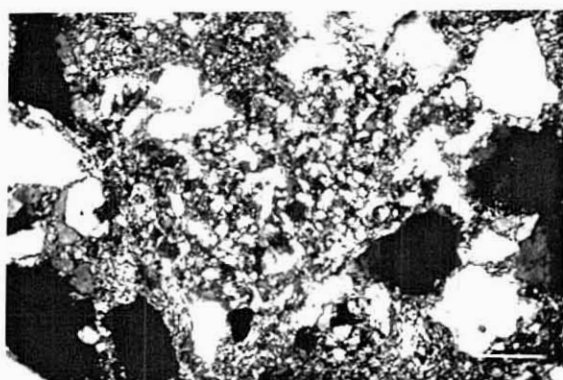


Foto 4.43

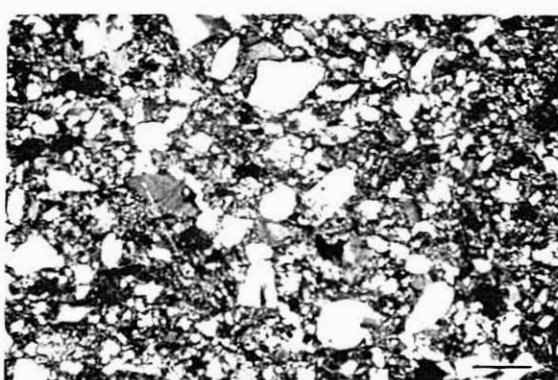


Foto 4.44

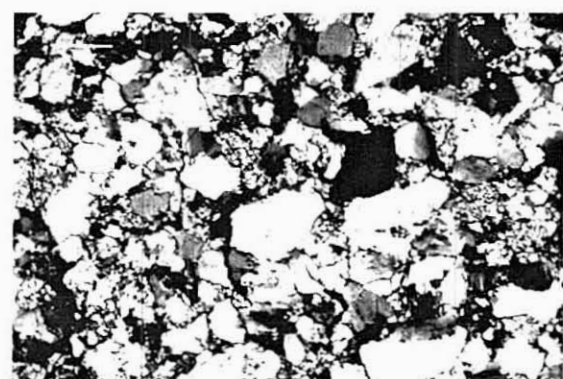


Foto 4.45

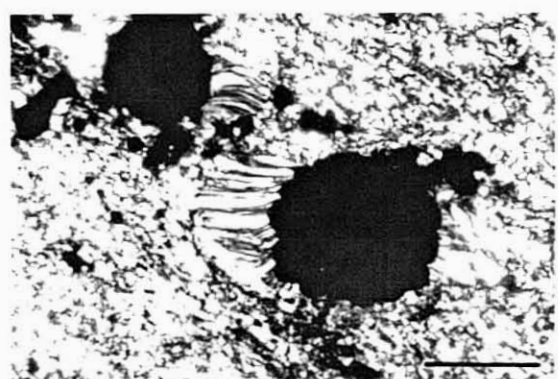


Foto 4.46

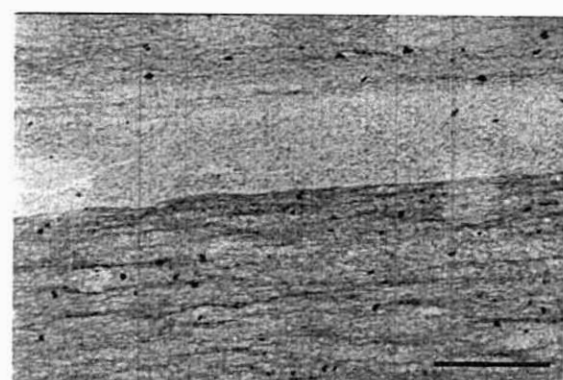


Foto 4.47

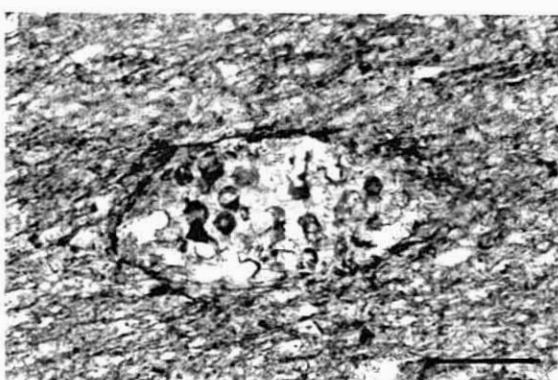


Foto 4.48

5. GEOLOGIA ISOTÓPICA

Este capítulo apresenta um estudo isotópico rubídio/estrôncio (Rb-Sr) e samário-neodímio (Sm-Nd) em rochas pelíticas do Complexo Xisto-Grauváquico Anteordovícico (CXG). A ausência de macrofósseis neste conjunto metassedimentar encorajou o uso de técnicas radiométricas, apesar dos problemas de interpretação que daí poderiam advir, em particular a possibilidade de poder haver homogeneização isotópica.

O estudo isotópico Rb-Sr e Sm-Nd efectuado obedecia inicialmente aos objectivos seguintes:

1- Datar o Grupo das Beiras do CXG; isto é, inicialmente e com uma boa dose de ingenuidade, pensou-se que se poderia obter a idade da sedimentação ou da diagénese deste conjunto metassedimentar, o que como veremos não aconteceu.

2- Datar o protólito ou protólitos que deram lugar aos sedimentos que actualmente constituem o CXG.

3- Obter informação das razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para estas rochas.

4- Obter informação acerca das curvas de evolução isotópica do Sr e Nd.

5- Especular acerca da eventualidade de estas rochas metassedimentares serem os possíveis protólitos dos granitos variscos.

5.1. AMOSTRAGEM

Na amostragem de rochas metassedimentares é necessário ter a certeza de que todas as amostras sejam provenientes do mesmo ambiente de deposição para que tenha havido uniformização da composição isotópica do Sr em amostras de rocha total com poucos centímetros de tamanho, que nos é garantida pela dispersão mecânica do material detrítico na bacia de deposição (Cordani et al., 1978). Apesar da composição isotópica do estrôncio poder ser muito variável nas diferentes fases minerais, diferentes amostras de rocha total de grão fino dum mesmo estrato sedimentar apresentam composição isotópica de Sr uniforme no momento da sedimentação. Assim, devem ser usadas rochas pelíticas, ou seja, rochas

sedimentares predominantemente argilosas suportando apenas fragmentos detríticos de pequeno tamanho que não sejam maiores do que silte ou areia muito fina.

Além disso, e uma vez que se trata de rochas metassedimentares, é necessário ter a certeza de que, durante qualquer episódio metamórfico posterior, tenha ocorrido a homogeneização do ^{87}Sr , para que haja uma uniformização da composição isotópica do estrôncio dentro da amostra de rocha total considerada.

Portanto, é necessária uma amostragem adequada para datação radiométrica de rochas pelíticas. Quanto menor for a distância entre as amostras colhidas dentro de um mesmo estrato sedimentar maior será a tendência para obter amostras de rocha total que tenham uma composição isotópica de estrôncio muito uniforme. Assim, as amostras foram colhidas no mesmo estrato e no mesmo afloramento segundo o esquema de Thomaz-Filho & Lima (1981) e Mizusaki (1992), de forma a garantir a homogeneização isotópica; estes autores sugerem distâncias entre as amostras de poucos centímetros na vertical (dentro do mesmo estrato) e poucos metros na horizontal (ao longo do mesmo estrato).

No que respeita ao neodímio, este problema não se coloca. Os elementos Terras Raras (REEs) são menos móveis do que os elementos alcalinos e calcoalcalinos durante episódios de metamorfismo regional, alteração hidrotermal e alteração química (Faure, 1986 - p.205).

A amostragem foi efectuada em cinco locais diferentes, cujas coordenadas U.T.M. são (figura 5.1):

Raiva (29TNE656620)

Aguieira (29TNE682660)

Boialvo (29TNE548829)

Rio Águeda (29TNE559927)

Freimoninho (29TNE613885)

No total foram colhidas 64 amostras de metapelitos, das quais apenas 27 foram seleccionadas para datação Rb-Sr, com base na dispersão dos teores de rubídio e de estrôncio. Destas foram seleccionadas 5, do local de amostragem Raiva, para datação Sm-Nd.

5.2. TÉCNICAS ANALÍTICAS

5.2.1. Cominuição

As amostras colhidas foram, com a ajuda de um martelo, cuidadosamente fragmentadas em pedaços inferiores a 1cm^3 , rejeitando criteriosamente eventuais fracturas preenchidas por óxidos e superfícies de alteração. A moagem foi efectuada em moinhos de bolas com a cápsula e as bolas revestidas por tungsténio.

5.2.2. Procedimento analítico

A preparação química, a separação do Rb e Sr e do Sm e Nd, as análises espectrométricas e o tratamento matemático dos dados foram efectuados no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeoUSP), Brasil.

5.2.2.1. Separação do Rb e do Sr

As determinações dos teores em Rb e Sr foram efectuadas nas amostras reduzidas a pó por leitura semiquantitativa em fluorescência de raios X, num aparelho Philips PW-1380/00 (modificado) que, no caso presente, tem um limite de detecção aceitável entre os 50 e os 500ppm. Assim, em todas as amostras com teores superiores a 50ppm a sua determinação foi efectuada pelo método Sr natural (SrN), enquanto que, as amostras com teores inferiores a 50ppm a sua determinação foi efectuada por diluição isotópica (SrDI) usando *spikes* enriquecidos em ^{85}Rb e ^{84}Sr .

As amostras foram dissolvidas, de um dia para o outro, com uma solução ácida de $\text{HF}+\text{HNO}_3$ a 65°C , e o Sr foi separado usando colunas de troca catiónica preenchidas com uma resina de troca iónica AG50WX8 (200-400#). O método experimental encontra-se esquematizado na figura 5.2 e todo o procedimento encontra-se descrito, com algumas alterações, em Kawashita (1972). O Sr foi depositado num filamento simples de Ta com ácido fosfórico e a análise isotópica do Sr foi efectuada num espectrómetro de massa VG ISOMASS 354 totalmente computadorizado. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram corrigidas por fraccionamento de massa,

Rb-Sr

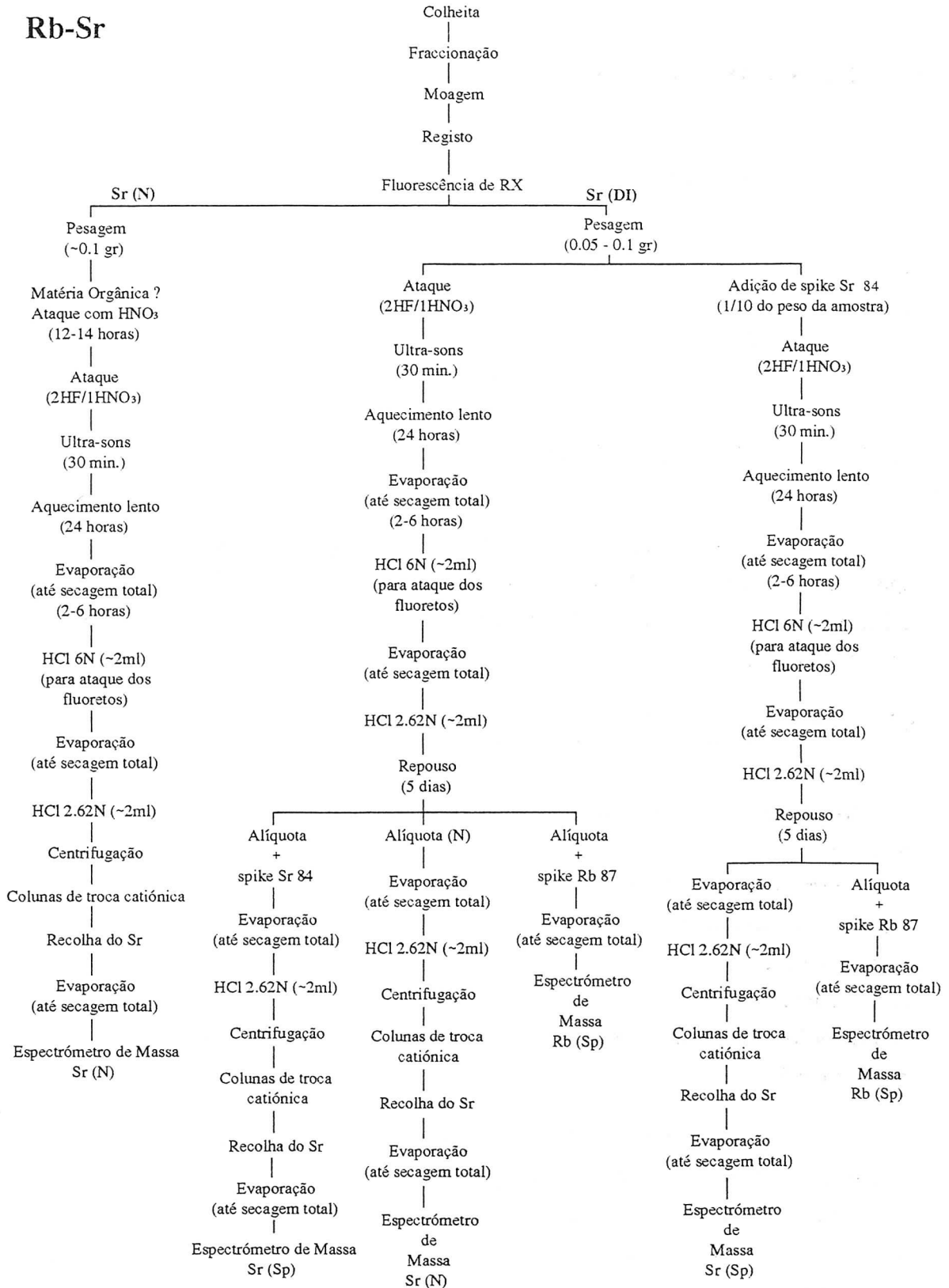


Figura 5.2 - Diagrama esquematizado do método experimental utilizado na separação do Rb e do Sr.

normalizando o valor de 0.1194 para o $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$. O "branco" calculado para o Sr foi da ordem de 1ng. No decorrer do trabalho foram feitas seis análises do padrão NBS-987 de média 0.71026 ± 0.00002 (1σ).

As idades Rb-Sr foram calculadas usando a constante de decaimento $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$. Os erros calculados para as idades e para as razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (I_{Sr}) foram duplicados para obter valores de 2σ . As isócronas Rb-Sr foram traçadas com base no método de Williamson (1968).

5.2.2.2. Separação do Sm e Nd

Depois de reduzidas a pó, foram utilizados 0.10 a 0.15 gramas de amostra, que foram dissolvidas numa solução ácida de $\text{HF} + \text{HNO}_3$ a 60°C durante uma semana. Os elementos terras raras (REEs) foram separados usando colunas de troca catiónica preenchidas com uma resina de troca iónica AG50WX8 (200-400#) em meio clorídrico ácido. O Sm e o Nd foram separados em colunas de pó de *teflon* preparadas com ácido orgânico fosfórico (*Di(2-Ethylhexyl) Phosphoric Acid* ($MW = 322.43$)). As concentrações de Sm e Nd foram determinadas por diluição isotópica usando um *spike* combinado ^{149}Sm - ^{150}Nd , com uma concentração de ^{150}Nd igual a 0.0003314mmol/g e uma concentração de ^{149}Sm igual a 0.004575mmol/g . O método encontra-se esquematizado na figura 5.3.

O samário e o neodímio foram dissolvidos numa solução de ácido fosfórico e depositados em filamento duplo de Ta com terceiro filamento central de Re para a análise do Nd e em filamento simples de Ta para análise do Sm. As análises isotópicas do Sm e Nd foram efectuadas num espectrómetro de massa VGISOMASS354 com multicolector totalmente computadorizado. Todo o procedimento encontra-se descrito em Sato et al. (1995).

No decorrer do trabalho foram feitas catorze análises do padrão "La Jolla" e quatro do padrão BCR-1, que deram resultados de 0.511847 ± 0.000022 e 0.512662 ± 0.000027 , respectivamente. No cálculo das idades, o valor da constante de decaimento do Sm foi de $6.54 \times 10^{-12} \text{a}^{-1}$.

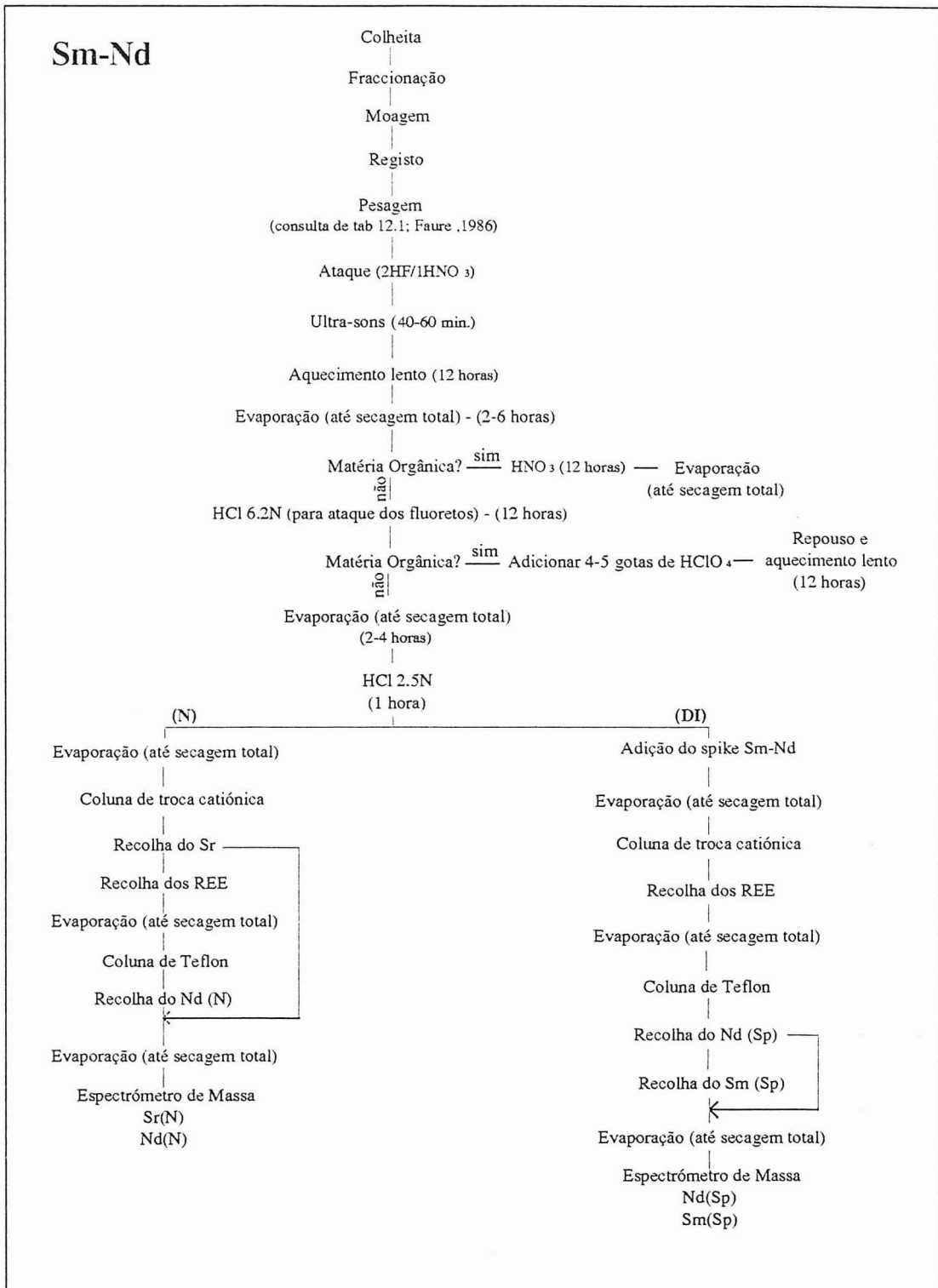


Fig 5.3 - Diagrama esquemático do método experimental utilizado na separação do Sm e do Nd.

5.3. RESULTADOS ANALÍTICOS E DISCUSSÃO

5.3.1. Isócronas Rb-Sr

O quadro 5.1 apresenta os teores de Rb e Sr, bem como os dados isotópicos Rb-Sr, das 27 amostras de rocha total em metassedimentos do Complexo Xisto Grauváquico colhidas nos cinco locais de amostragem já refereridos.

Quadro 5.1 - Dados Rb-Sr de rocha total em metassedimentos de grão fino do CXG.

Nº Amostra/Local	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro	Nº Lab.
BA - 4 (Boialvo)	133.0	53.0	7.30	0.20	0.76000	0.00010	12086
BA - 5 (Boialvo)	132.0	52.0	7.38	0.20	0.76077	0.00009	12087
BB - 1 (Boialvo)	116.0	48.0	7.03	0.19	0.75742	0.00008	12088
BB - 3 (Boialvo)	108.0	64.0	4.90	0.14	0.74629	0.00010	12089
RA - 2 (Raiva)	127.21*	41.90*	8.84	0.12	0.76696	0.00009	12076
RA - 3 (Raiva)	140.09*	37.28*	10.95	0.15	0.77992	0.00006	12077
RB - 1 (Raiva)	143.44*	37.42*	11.17	0.16	0.78085	0.00006	12078
RB - 4 (Raiva)	143.04*	32.44*	12.87	0.18	0.79150	0.00005	12079
RB - 6 (Raiva)	127.85*	45.55*	8.17	0.11	0.76237	0.00009	12080
RB - 8 (Raiva)	76.23*	44.19*	5.01	0.07	0.74297	0.00006	12081
AA - 1 (Aguieira)	142.0	38.0	10.89	0.03	0.77525	0.00012	12082
AA - 2 (Aguieira)	145.79*	45.46*	9.33	0.14	0.76659	0.00006	12083
AA - 3 (Aguieira)	147.23*	35.66*	12.04	0.17	0.78191	0.00004	12084
AA - 4 (Aguieira)	137.24*	32.23*	12.41	0.17	0.78230	0.00005	12085
A - 1 (Rio Águeda)	106.23*	48.13*	6.42	0.09	0.75903	0.00005	12267
A - 2 (Rio Águeda)	82.70	54.70	4.39	0.12	0.74313	0.00007	12268
A - 4 (Rio Águeda)	135.53*	41.07*	9.61	0.13	0.77252	0.00010	12269
B - 3 (Rio Águeda)	61.30	55.0	3.23	0.09	0.73522	0.00008	12270
B - 4 (Rio Águeda)	116.30	63.80	5.30	0.15	0.74648	0.00009	12271
B - 5 (Rio Águeda)	63.40	59.70	3.08	0.09	0.73495	0.00015	12272
C - 2 (Rio Águeda)	161.10	98.10	4.77	0.13	0.74318	0.00011	12273
C - 4 (Rio Águeda)	146.40	71.50	5.95	0.17	0.75004	0.00012	12274
FM - 1 (Freimoninho)	140.32*	40.54*	10.08	0.15	0.76965	0.00007	12275
FM-2-1 (Freimoninho)	70.50	48.70	4.20	0.12	0.74176	0.00006	12276
FM-2-2 (Freimoninho)	127.0	55.30	6.68	0.19	0.75245	0.00007	12277
FM-4 (Freimoninho)	160.80	65.80	7.11	0.20	0.75334	0.00005	12278
FM-10 (Freimoninho)	161.90	50.40	9.35	0.26	0.76277	0.00008	12280

*Determinação dos teores de Rb e Sr por diluição isotópica.

Os pontos analíticos obtidos a partir das amostras de rocha total em metassedimentos de grão fino colhidas junto à povoação de Raiva permitiram

ajustar uma isócrona com uma idade de $434 \pm 15 \text{ Ma}$ (2σ) e uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7120 ± 0.0018 com $\text{MSWD}=0.08$ (figura 5.4).

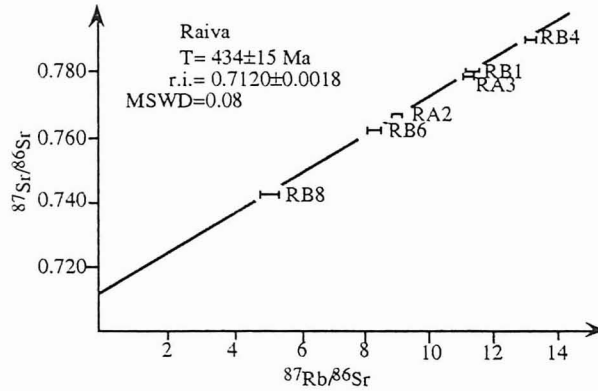


Fig. 5.4 - Isócrona Rb-Sr em metapelitos (rocha total) do local de amostragem Raiva.

Os pontos analíticos obtidos a partir das amostras de rocha total em metassedimentos de grão fino colhidas junto à barragem da Aguieira e na pedreira de Boialvo encontram-se projectados na figura 5.5 juntamente com a isócrona de Raiva para referência. Embora os pontos analíticos de Boialvo e Aguieira se apresentem algo dispersos, podemos traçar duas rectas subparalelas (errócronas). As idades são virtualmente idênticas à obtida com as amostras de Raiva, de 434 Ma , mas com razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diferentes: aproximadamente 0.714 para as amostras de Boialvo, e 0.709 para as amostras de Aguieira. Individualmente as idades calculadas são de $398 \pm 30 \text{ Ma}$ (r.i. $= 0.718 \pm 0.003$ e $\text{MSWD} = 0.4348$) para as amostras de Boialvo, e de $375 \pm 24 \text{ Ma}$ (r.i. $= 0.717 \pm 0.003$ e $\text{MSWD} = 0.9212$) para as amostras de Freimoninho.

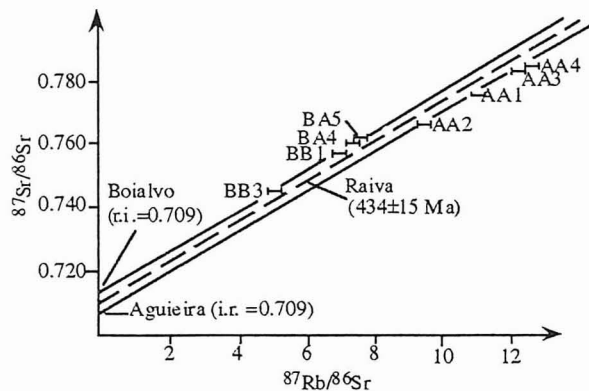


Fig. 5.5 - Projecção dos valores Rb-Sr dos metapelitos (rocha total) dos locais de amostragem Boialvo e Aguieira. A isócrona de Raiva (a tracejado) está projectada como referência.

A figura 5.6 mostra a isócrona traçada a partir dos pontos analíticos obtidos a partir das amostras de rocha total em metassedimentos de grão fino colhidas junto ao Rio Águeda. Os pontos encontram-se alinhados ao longo duma isócrona com uma idade de $404 \pm 18 \text{ Ma}$ (2σ) e uma razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7168 ± 0.0012 (MSWD=1.40). O ponto analítico A1 encontra-se acima da isócrona, posicionado numa linha paralela, podendo corresponder ao mesmo evento, mas com diferente razão isotópica inicial do Sr.

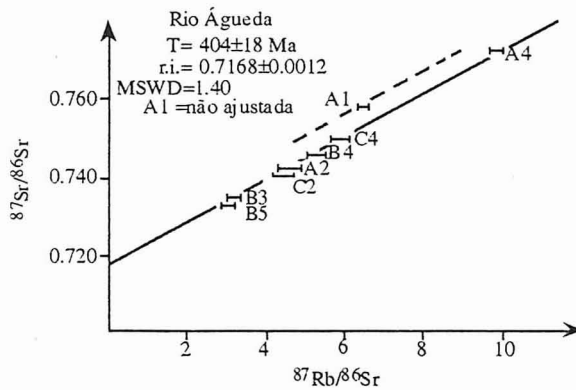


Fig. 5.6 - Isócrona Rb-Sr em metapelitos (rocha total) do local de amostragem Rio Águeda.

Os pontos analíticos obtidos a partir das amostras de rocha total em metassedimentos de grão fino colhidas junto à povoação de Freimoninho permitiram obter uma isócrona com uma idade de $327 \pm 20 \text{ Ma}$ (2σ) com uma razão inicial de Sr de 0.7217 ± 0.0020 e um MSWD de 3.14 (figura 5.7).

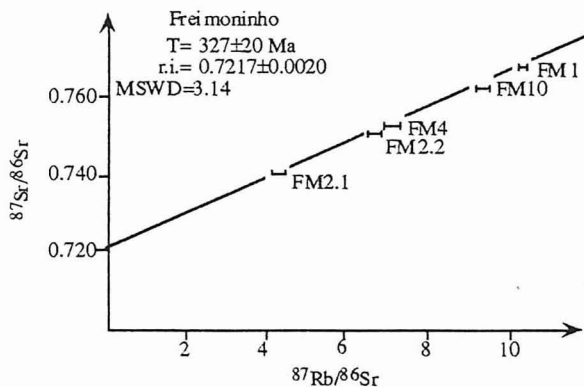


Fig. 5.7 - Isócrona Rb-Sr em metapelitos (rocha total) do local de amostragem Freimoninho.

Geralmente, quando a dispersão dos pontos em torno da isócrona é maior do que aquela que é esperada como resultado dos erros analíticos, ela é indicadora de uma homogeneização isotópica incompleta do Sr, o que faz com que haja uma

variação grande das datações Rb-Sr, e assim as idades obtidas podem corresponder a idades mistura.

Tendo em conta que, os pontos analíticos que definem as isócronas referentes às amostras do Rio Águeda e Raiva mostram pequena dispersão e bom alinhamento e que os dados analíticos dos restantes metassedimentos (Raiva, Aguieira e Boialvo) apresentam pequena variação, as idades obtidas de 435 a 400 Ma podem reflectir um importante episódio metamórfico que teve lugar na área estudada. Não obstante, deve-se admitir a possibilidade de as isócronas referentes às amostras do Rio Águeda e Raiva serem linhas mistura, e assim a possibilidade de poderem corresponder a idades mistas de sedimentação e metamorfismo.

Freimoninho, cuja isócrona forneceu uma idade mais recente (figura 5.7), encontra-se muito próxima do granito do Caramulo, apesar de cartograficamente se encontrar fora da sua auréola de metamorfismo de contacto (Godinho, 1980; ver mapa anexo). Este granito foi datado pelo método da isócrona Rb-Sr em amostras de rocha total; os seus dados analíticos encontram-se na quadro 5.2. Os pontos analíticos permitiram traçar uma isócrona com uma idade de 326 ± 12 Ma com uma razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7124 ± 0.0038 e um MSWD de 6.33 (figura 5.8).

Quadro 5.2 - Dados analíticos Rb-Sr em amostras de rocha total do granito do Caramulo.

Nº Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro	Nº Lab.
CAR-1	273.39*	27.60*	29.09	0.40	0.84980	0.00012	12520
CAR-3	264.54*	21.45*	50.31	0.70	0.94273	0.00016	12521
CAR-10	333.59*	55.50*	17.52	0.24	0.79448	0.00009	12523
CAR-11	301.2	62.4	14.07	0.39	0.77991	0.00008	12524
CAR-12	297.5	58.4	14.85	0.42	0.78088	0.00016	12525
CAR-13	330.8	49.9	19.34	0.54	0.79066	0.00007	12526

*Determinação dos teores de Rb e Sr por diluição isotópica.

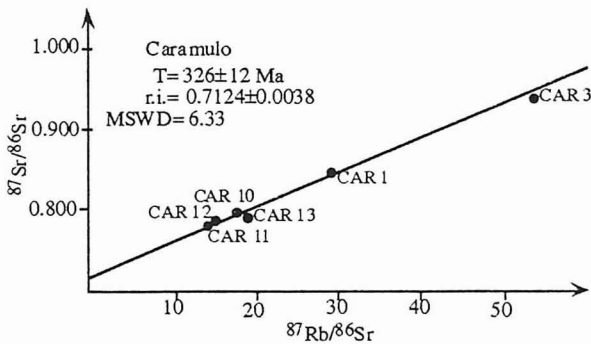


Fig. 5.8 - Isócrona Rb-Sr do granito do Caramulo (rocha total).

Os metassedimentos de Freimoninho e o granito do Caramulo apresentam idades idênticas, mas com razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diferentes, provavelmente devido à interacção de fluídos magmáticos e ao facto de os metassedimentos encaixantes envolverem diferentes materiais com composições isotópicas de Sr distintas. Assim, a idade mais recente obtida para estes metassedimentos ($327 \pm 20\text{Ma}$) pode ser o resultado da rehomogeneização isotópica do Sr devida à circulação de fluídos relacionados com a intrusão do granito do Caramulo.

O granito do Caramulo foi classificado por Ferreira et al. (1987) como "Granitóide Sinorogénico de duas micas Sin a Tardi F₃". A idade de 326Ma está também de acordo com a cronologia das fases tectónicas definidas por Noronha et al. (1979) para a Zona Centro-Ibérica.

Os diferentes valores para a composição isotópica inicial do Sr (entre 0.7090 e 0.7168) sugerem uma heterogeneidade das diferentes fontes crustais.

A grande variação das razões isotópicas de Sr inicial (0.7090-0.7168) para os metassedimentos não afectados por metamorfismo de contacto sugere que as áreas fontes destes sedimentos apresentam diferenças na composição e permanência na crosta.

A possibilidade de se tratar de um episódio metamórfico com cerca de 430Ma está de acordo com Gebauer et al. (1989), que obtiveram idades de $435 \pm 5\text{Ma}$ e $459 \pm 7\text{Ma}$ em zircões provenientes de arenitos argilosos da Montagne Noire na parte sul do Maciço Central (França) e de paragneisses da Zona Moldanubiana no nordeste da Bavária (Alemanha), respectivamente. Estas idades foram explicadas como devido à perda radiogénica do chumbo, e por conseguinte à rehomogeneização do sistema U-Pb durante um evento metamórfico.

Foram obtidas idades Rb-Sr de $480\text{-}430\text{Ma}$ em amostras de rocha total de paragneisses do Maciço da Boémia na região Moldanubiana (Köhler & Müller-Sohnius, 1976), que foram interpretadas como datando o metamorfismo relacionado com a fase tardia da orogenia caledónica.

Matte (1986) afirma que eventos tectono-metamórficos com idades radiométricas de $430\text{-}380\text{Ma}$ devem ser considerados como variscos precoces.

Dallmeyer & Pieren (1987) obtiveram idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, em rocha total, de 425Ma e 421Ma em metapelitos de baixo grau metamórfico do Alcludiano Superior

e Inferior, respectivamente. Estas idades foram interpretadas como correspondendo a um episódio de *rifting* no Silúrico inferior.

Pereira et al. (1986) obtiveram idades K-Ar de 472 ± 7 Ma e 372 ± 7 Ma em moscovites e biotites, respectivamente, dos plutonitos da Zebreira (Castelo Branco). Com base nos resultados geocronológicos e dados estruturais, afirmam: "a deformação hercínica ao mostrar um «pico» importante cerca dos 372 ± 7 Ma (1ª fase) não seja mais do que um culminar de um processo anteriormente iniciado. O modelo de fracturação que se julga dever estar activo durante a 1ª fase hercínica parece poder recuar-se no tempo, pelo menos até cerca dos 440 ± 8 Ma".

Nägler et al. (1992) dataram, pelo método Rb-Sr, sete amostras de rocha total em sedimentos de grão fino (pelitos) do Tremadociano pertencentes ao sinclinal ordovícico de Almadén (Zona Centro Ibérica, Espanha) e obtiveram uma errócrona com uma idade correspondente a 335 ± 15 Ma. Este valor foi interpretado pelos autores como a idade do dobramento principal que se fez sentir na área, ou ao enterramento dos estratos em profundidade.

A figura 5.9 mostra o diagrama das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ *versus* tempo geológico, onde estão representadas as curvas de evolução isotópica do Sr para os metassedimentos colhidos nos cinco locais amostrados e a curva de evolução isotópica do Sr do granito do Caramulo. Como referência, estão também projectados os pontos correspondentes à composição isotópica inicial do Sr dos granitóides variscos do centro e norte de Portugal. Neste diagrama, podemos observar que as razões iniciais do Sr do granito do Caramulo e da maioria dos granitóides variscos se encontram abaixo das curvas de evolução isotópica do Sr dos metassedimentos, o que sugere que estes granitóides, apesar da maioria terem uma composição inicial do Sr característica crustal, não tiveram como fonte magmática principal as rochas metassedimentares aqui estudadas, podendo ter as mesmas contribuído secundariamente nos processos de fusão parcial que geraram tais granitóides.

5.3.2. Isócrona Sm-Nd

Foram analisadas isotopicamente cinco amostras de rocha total em metassedimentos de grão fino colhidas junto à povoação de Raiva. A quadro 5.3 apresenta os valores das concentrações de Sm e Nd, bem como os resultados das análises isotópicas Sm-Nd. Esta quadro inclui também os valores calculados de ϵ_{Nd}

actual e idades modelo Sm-Nd (manto empobrecido) segundo o modelo de manto empobrecido de De Paolo (1981).

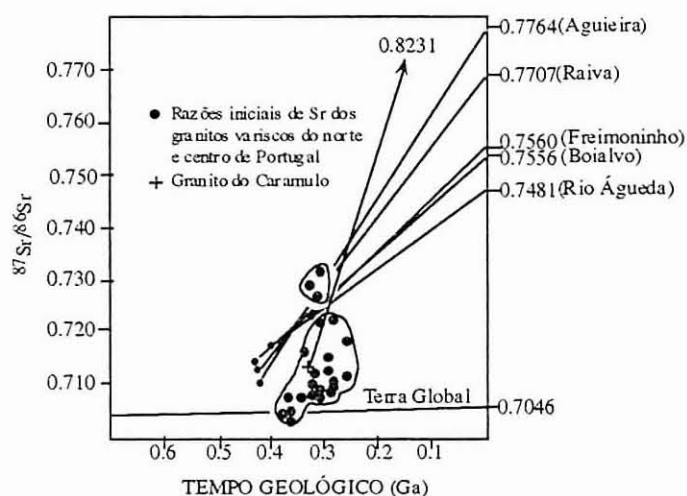


Fig. 5.9 - Diagrama de evolução isotópica do Sr dos metapelitos estudados e dos granitos variscos do centro e norte de Portugal (as razões iniciais de Sr dos granitos foram retiradas de: Pinto, 1979; Abranches et al., 1979; Barr & Areias, 1980; Pinto, 1984; Priem et al., 1984; Dias, 1987; Reavy, 1987; Macedo, 1988; Pereira, 1991; Dias et al., 1992; Dias & Leterrier, 1993).

Quadro 5.3. Dados analíticos Sm-Nd em rocha total de metapelitos da Raiva.

Nº Am.	Sm(ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Idade TDM	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	Nº Lab.
RA-2	6.29	31.18	0.12272 ± 0.00012	0.51225 ± 0.00002	1328Ma	-7.53	94
RA-3	6.59	33.81	0.11852 ± 0.00011	0.51227 ± 0.00004	1249Ma	-7.20	95
RB-4	6.43	33.72	0.11609 ± 0.00009	0.51220 ± 0.00003	1322Ma	-8.58	96
RB-6	6.37	31.85	0.12178 ± 0.00013	0.51227 ± 0.00004	1285Ma	-7.14	97
RB-8	3.71	20.89	0.10808 ± 0.00001	0.51213 ± 0.00003	1316Ma	-9.91	132

Os pontos analíticos Sm-Nd obtidos a partir das amostras de rocha total em metapelitos da Raiva não se encontram rigorosamente alinhados de forma a permitir o traçado duma isócrona muito precisa. Este facto pode ser atribuído à heterogeneidade da composição isotópica inicial do Nd que é comum em ambientes sedimentares. Apesar disso, quatro dos pontos permitem traçar uma errócrona com uma inclinação correspondente a uma idade Sm-Nd de 1239 ± 362 Ma (1σ) (figura 5.10).

Allègre & Rousseau (1984), Goldstein & Jacobsen (1988), McCulloch & Wasserburg (1978), Arndt & Goldstein (1987), O'Nions et al. (1983), Michard et al. (1985), Taylor & McLennan (1985) e McLennan et al. (1989 e 1990) mostraram

que o Sm e o Nd se apresentam relativamente imóveis durante a erosão, transporte, sedimentação e diagénese das rochas sedimentares, pelo que, durante estes processos, não sofrem fraccionação de um relativamente ao outro. Devido a esta imobilidade relativa, os resultados analíticos Sm-Nd em rochas sedimentares de grão fino são geralmente considerados como sendo representativos das respectivas fontes, isto é, a composição isotópica do Nd é suposta ser a média do material proveniente da área fonte. Então, a idade de 1240Ma obtida a partir dos dados analíticos Sm-Nd em rocha total nos pelitos da Raiva pode ser considerada como uma indicação da época de formação dos protólitos destes metassedimentos.

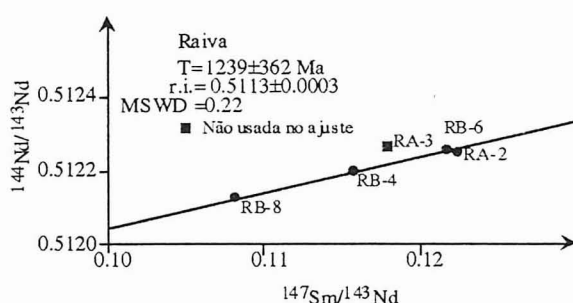


Fig. 5.10 - Errócrona Sm-Nd em metapelitos (rocha total) do local de amostragem Raiva.

Nägler et al. (1992) estudaram rochas pelíticas do Tremadociano (com uma idade estratigráfica de 490Ma) do sinclinal de Almadén (Zona Centro-Ibérica, Espanha) e obtiveram uma isócrona Sm-Nd, em rocha total, de 1524 ± 173 Ma, que interpretaram como sendo a idade média a que ocorreu a diferenciação mantélica dos materiais crustais presentes nas fontes.

As idades modelo Sm-Nd (manto empobrecido) de rochas sedimentares e metassedimentares têm sido consideradas por vários autores como uma aproximação da idade média de diferenciação mantélica dos protólitos crustais que alimentaram a bacia de sedimentação (McCulloch & Wasserburg, 1978; Allègre & Rousseau, 1984; Goldstein et al., 1984; McLennan & Hemming, 1992). Nesta linha de pensamento, de forma a conhecer a idade média da(s) fonte(s) sedimentar(es) do CXG na área estudada, calcularam-se as idades modelo Sm-Nd (manto empobrecido) das amostras de Raiva. Os resultados obtidos encontram-se dentro do intervalo de 1.33 a 1.25Ga (quadro 5.3).

Como os metassedimentos do CXG podem ser o resultado da mistura de materiais continentais provenientes de diferentes áreas, o período de tempo compreendido entre 1.35 e 1.25Ga pode ser considerado como correspondendo à

época de diferenciação mantélica da crosta que deu lugar à maioria das áreas fonte dos metapelitos na Raiva.

Beetsma (1995) obteve idades modelo Sm-Nd semelhantes em metassedimentos do CXG (na região centro de Portugal), que interpretou como idades mistas de crosta continental antiga e material crustal juvenil da orogenia Cadomiana. A errócrona Sm-Nd de 1240Ma obtida pode estar a registar a última homogeneização isotópica do Nd, apesar de idades U-Pb em zircões para o intervalo de tempo de 1.5 a 1.2Ga não registar tal evento na Europa Hercínica (Gebauer et al., 1989; Gebauer & Williams, 1990). Parece evidente que o metamorfismo da fácies dos xistos verdes que actuou nos metassedimentos do CXG não rehomogenizou isotopicamente o Nd.

Com excepção da amostra RB-8, os teores de Sm e Nd encontrados nas amostras estudadas são bastante homogéneos, apresentando um valor médio de 6.4ppm para o Sm e uma variação de 31.1 a 33.8ppm para o Nd (quadro 5.3). Já Nägler et al. (1992) obtiveram teores de Nd idênticos a estes, que se encontram dentro do intervalo de valores crustais de Nd de 30-40ppm, de acordo com Taylor & McLennan (1985) e Zindler & Hart (1986). Os valores de ϵ_{Nd} actual (0) e ϵ_{Nd} contemporâneo ao metamorfismo (430Ma) calculados para os metassedimentos da Raiva encontram-se num intervalo de, respectivamente, -7.20 a -9.91 e -2.6 a -4.18, que são comparáveis aos obtidos por Nägler et al. (1992) nos metapelitos tremadocianos de Almadén e aos obtidos por Beetsma (1995) nos metassedimentos do Câmbrio e Proterozóico superior do norte de Portugal. Segundo Beetsma (1995), estes valores de ϵ_{Nd} são indicadores de uma adição de magmas juvenis às rochas sedimentares pré-existentes durante a orogenia caledónica.

A figura 5.11 mostra um diagrama dos valores ϵ_{Nd} calculados para 0.43Ga *versus* razões iniciais de $^{87}Sr/^{86}Sr$, onde estão projectados os pontos correspondentes às amostras colhidas junto à povoação de Raiva. Os pontos projectados encontram-se no campo da crosta continental com valores de ϵ_{Nd} negativos baixos e $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial elevado. De acordo com a interpretação de Beetsma (1995), este diagrama sugere que as áreas fonte dos metassedimentos incluíam rochas graníticas diferenciadas com curta vida crustal.

Na figura 5.12 estão representados, num diagrama $f^{Sm/Nd}$ *versus* ϵ_{Nd} , os campos registados por McLennan & Hemming (1992) referentes à crosta superior precâmbrica mais antiga do que 1.6Ga, a rochas tipo Arco e MORB (*mid-ocean ridge basalt*), juntamente com os campos referentes a sedimentos terrígenos

modernos depositados em ambientes vulcânicos tectonicamente activos e em ambientes cratónicos e margem passiva.

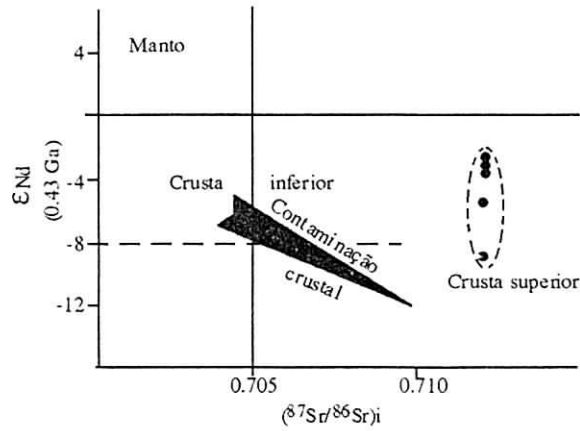


Fig. 5.11 - Projectão de ϵ_{Nd} para 0.43 Ga versus razão inicial de Sr em metapelitos do local de amostragem de Raiva.

O factor de fraccionação ($f^{Sm/Nd}$) entre o Sm/Nd da amostra e o Sm/Nd do CHUR (*chondritic uniform reservoir*), foi definido por DePaolo & Wasserburg (1976), da seguinte forma:

$$f^{Sm/Nd} = [(^{147}Sm/^{144}Nd)_{amostra} / (^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR} - 1]$$

com um valor actual para o Sm/Nd do CHUR de 0.1967.

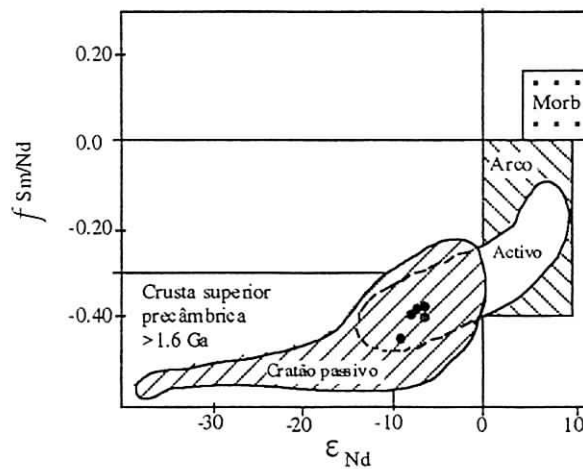


Fig. 5.12 - Diagrama $f^{Sm/Nd}$ versus ϵ_{Nd} dos metapelitos do local de amostragem Raiva (campos tectónicos modificados de McLennan & Hemming, 1992).

Neste diagrama, os dados obtidos encontram-se projectados numa área correspondente à sobreposição dos campos ambiente tectónico activo e cratónico passivo, apresentando valores relativamente homogéneos para as razões $f^{Sm/Nd}$ e valores ϵ_{Nd} num intervalo de -7.20 e -9.91. Este comportamento sugere uma importante presença de componentes de crosta continental jovem nas fontes dos metapelitos, que foram depositados em ambiente tectonicamente passivo.

6. CONCLUSÕES

A região estudada situa-se no noroeste do Autóctone da Zona Centro Ibérica e é ocupada maioritariamente por metassedimentos pré-ordovícicos do Complexo Xisto Grauváquico (CXG).

Neste trabalho, com base nas características litológicas e estruturais dos materiais do CXG distinguiram-se quatro grandes conjuntos litológicos concordantes entre si e que, dado o seu carácter informal, foram designados de Unidades I, II, III e IV.

Dada a deformação que actuou na área, as quatro unidades desenvolvem-se da base para o topo de norte para sul (ver mapa anexo).

A unidade inferior, denominada Unidade I, situa-se a norte da região de estudo e forma uma franja NW-SE entre o granito de Caramulo e a bacia terciária de Mortágua. O seu limite inferior é desconhecido; é constituída por xistos cinzentos e negros com intercalações de arenitos de espessura não superior a 100 metros e de extensão lateral quilométrica. Esta unidade encontra-se afectada por intensa deformação varisca de 2ª fase, o que dificulta o seu estudo estratigráfico. Apresenta uma espessura média estimada em 1000 metros.

A Unidade II distingue-se da Unidade I pela menor proporção de material arenoso intercalado entre os pelitos, não existindo um limite bem definido entre ambas, pelo que se situou o limite inferior por cima do último conjunto arenoso com potência decamétrica da unidade inferior. É caracterizada por um predomínio de material silto-argiloso cinzento/bege com algumas intercalações de material silto-argiloso negro e escassos níveis arenosos com possança não superior à dezena de metros e escassa continuidade lateral. Cartograficamente esta unidade constitui uma franja alargada de orientação próxima a E-W, sobre a qual a bacia terciária de Mortágua se dispõe discordantemente. Apresenta uma espessura média aproximada de 1500 metros.

A Unidade III desenvolve-se numa franja paralela a sul da anterior e é caracterizada pela presença de conjuntos arenosos com extensão lateral quilométrica e espessura decamétrica, separados por material silto-argiloso cinzento e negro, que são as litologias dominantes na unidade. Os limites inferior e superior estão

situados respectivamente abaixo e acima dos principais conjuntos arenosos. Esta unidade apresenta uma espessura máxima estimada na ordem dos 2000 metros.

A Unidade IV, que é a unidade superior, apresenta um predomínio pelítico, com escassas intercalações de conjuntos arenosos. O seu limite inferior encontra-se no topo do último conjunto arenoso da Unidade III. Ocupa a zona sul da área de estudo e tem pouca representação cartográfica. Apresenta uma espessura mínima calculada inferior a 500 metros.

Do ponto de vista sedimentológico, caracterizou-se um conjunto de fácies cuja associação e organização indicam uma sedimentação num ambiente de plataforma siliciclástica aberta, com a construção de barras e por vezes sujeita à acção de tempestades através de sucessivos períodos de superficialização e profundização numa bacia de sedimentação bastante subsidente (figura 2.20).

Deste modo, os conjuntos arenosos de espessura decamétrica e extensão lateral quilométrica correspondem a conjuntos de barras depositadas num ambiente de transição *nearshore/offshore* proximal, sujeito à acção da ondulação e tempestades.

O grande volume de sedimentos, constituído fundamentalmente por material silto-argiloso, corresponde à sedimentação na plataforma externa, tanto no *offshore* proximal como distal, onde predomina a decantação e sujeitos à influência de correntes. No *offshore* proximal, os raros estratos arenosos de espessura métrica intercalados no material silto-argiloso registam os efeitos da acção de tempestades. A sedimentação ocorreu num contexto de bacia marginal de tipo *pull-apart*, bastante subsidente, e controlada pela tectónica, eustatismo e vulcanismo.

O achado de pistas fósseis identificadas como *Phycodes?* n. sp. no perfil de Raiva (Unidade III), indicam uma idade de sedimentação Neoproterozóica superior.

O Ordovícico Inferior repousa em discordância sobre duas das unidades estratigráficas aqui definidas (Unidades III e IV), testemunhando a acção duma deformação pré-ordovícica, designada por alguns autores de fase sarda, que é a responsável por os estratos do Complexo Xisto Grauváquico não se encontrarem numa posição sub-horizontal quando foram afectados pela deformação varisca. Do ponto de vista estrutural, a influência da deformação pré-ordovícica é comprovada pelo forte mergulho e dispersão da orientação dos eixos da 1ª fase varisca e da lineação de intersecção L_1 e ainda pela presença de dobras métricas com ambos os

flancos cortados obliquamente pela xistosidade S_1 , observadas no Complexo Xisto Grauváquico.

A deformação varisca é polifásica, tendo-se reconhecido três fases de deformação. No CXG, a 1ª fase de deformação varisca (F_1) gerou dobras com superfícies axiais e xistosidade associada (S_1) de direcção WNW-ESE, e forte pendor para NNE. Estas dobras D_1 apresentam comprimentos de onda que nunca chegam a ser quilométricos, havendo sempre ao longo de toda a região estudada um predomínio de flancos inversos com simetria S .

A xistosidade S_1 é a anisotropia planar mais importante da F_1 , manifestando-se normalmente como uma clivagem de fluxo nas rochas de composição pelítica e como uma clivagem grosseira nas rochas de granulometria mais grosseira.

Foi possível reconhecer a existência de estruturas posteriores à primeira fase que afectam as dobras D_1 e a xistosidade S_1 e que correspondem à 2ª fase de deformação varisca (F_2). Cartograficamente, a F_2 actuou na parte nordeste da área estudada e é caracterizada por ter gerado dobras de comprimento de onda quilométrico, com planos axiais e xistosidade associada S_2 de direcção NW-SE, subverticais ou a pender fortemente para NE. Embora com alguma dispersão, as lineações de intersecção L_2 e os eixos das dobras D_2 apresentam maioritariamente forte pendor para E.

A xistosidade S_2 é a anisotropia planar mais importante da F_2 , manifestando-se normalmente como uma clivagem de crenulação.

A direcção e estruturas de deformação da F_2 sugerem uma correlação com a terceira fase definida em vários pontos da Zona Centro Ibérica e estreitamente relacionada com as intrusões graníticas. Assim, a aqui designada 2ª fase de deformação varisca corresponde à 3ª fase de Ferreira et al (1987), Díez Balda et al. (1990), Valle Aguado (1992), entre outros.

Localmente actuou uma deformação posterior à F_2 que é aqui designada de 3ª fase de deformação varisca (F_3), que não tem significado regional. A F_3 microdobrou as estruturas pré-existentes, nomeadamente a xistosidade S_2 e a estratificação, segundo planos de clivagem de crenulação S_3 .

Na área estudada observa-se uma importante fracturação tardia (pós-varisca, que pode ou não ter reactivado fracturas mais antigas) que condiciona a morfologia actual da região. Desta cabe destacar a falha de Penacova-Verín, com orientação

aproximada NNE-SSW, de cuja movimentação acabou por resultar a bacia de Mortágua.

Do ponto de vista petrográfico, distinguiram-se vários conjuntos litológicos nos materiais do Complexo Xisto Grauváquico, rochas sedimentares, todas elas sujeitas a metamorfismo que não ultrapassa a fácies dos xistos verdes.

O estudo das características texturais e da composição dos clastos das rochas sedimentares indicam várias áreas de procedência, tais como sedimentar, metamórfica e ígnea. Em particular, o estudo dos arenitos vulcânicos, nos quais os componentes de origem vulcânica constituem uma parte importante da rocha, permite afirmar que ocorreu vulcanismo contemporâneo com a sedimentação.

Foram analisadas isotopicamente rochas metassedimentares de grão fino do Complexo Xisto Grauváquico amostradas em vários locais distintos. Os dados isotópicos forneceram isócronas Rb-Sr, em rocha total, com valores da ordem dos 400-435 Ma. Tendo em conta que, os pontos analíticos que definem as isócronas mostram pequena dispersão e bom alinhamento, as idades obtidas podem reflectir um episódio metamórfico. Não obstante, deve-se admitir a possibilidade de as "isócronas" serem linhas mistura, e assim a possibilidade de poderem corresponder a idades mistas de sedimentação e metamorfismo.

A grande variação das razões isotópicas de Sr inicial (0.7090-0.7168) sugere que as áreas fonte destes sedimentos apresentavam diferenças na composição e permanência na crosta.

O granito do Caramulo datado pela isócrona Rb-Sr em amostras de rocha total forneceu uma idade de 326 ± 12 Ma. Este valor é semelhante ao da isócrona obtida a partir dos metassedimentos de Freimoninho (327 ± 20 Ma) que se encontram muito próximo do granito do Caramulo, apesar de cartograficamente se encontrar fora da sua auréola de metamorfismo de contacto. A semelhança de idades parece ser o resultado da rehomogeneização isotópica do Sr devida à circulação de fluidos relacionados com a intrusão do granito.

Foram analisadas isotopicamente 5 amostras de rocha total em metapelitos da Raiva cujos pontos analíticos permitiram traçar uma isócrona Sm-Nd com uma idade de 1240 Ma. Esta idade pode ser considerada como uma indicação da época de formação dos protólitos destes metassedimentos.

As idades modelo Sm-Nd (manto empobrecido) destas 5 amostras estão compreendidas entre 1.35 e 1.25 Ga. Este período de tempo pode ser considerado

como correspondendo à época de diferenciação mantélica da crosta que deu lugar à maioria das áreas fonte dos metapelitos.

O enquadramento geológico da área estudada, localizada próximo do limite entre a ZCI e a ZOM, permite sugerir que a sedimentação ocorreu num contexto de bacia marginal relacionado com margens convergentes e falhas transformantes ou transcurrentes associadas. Este esquema está de acordo com o modelo de bacias tipo *pull-apart*, com grande desenvolvimento de sequências de plataforma pouco profunda, proposto por Nance et al. (1991) para a sedimentação do Precâmbrico Superior - Câmbrio na margem norte de Gondwana (figura 1.7).

Actualmente não são conhecidos os limites e dimensões de tais bacias extensionais na ZCI, mas esta configuração explica a acumulação de grandes possanças de sedimentos (vários milhares de metros), a consequente subsidência rápida da bacia devida ao controle tectónico e o desenvolvimento de uma sedimentação com características próprias em cada uma delas, ainda que partilhando determinados episódios comuns (Rodríguez Alonso & Palacios, 1995).

7. BIBLIOGRAFIA

- Abalos, B & Eguiluz, L. (1992)- 34 Evolución geodinámica de la zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba durante el Proterozoico superior-Cámbrico inferior. In: J. C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds). Paleozoico Inferior de Ibero-América, Universidad de Extremadura: 577-591.
- Abranches, M. C. B., Canilho, M. H. & Canêlhas, M. G. S. (1979)- Idade absoluta pelo método Rb-Sr dos granitos do Porto e de Portalegre (nota preliminar). Bol. Soc. Geol. Portugal, XXI: 239-248.
- Allègre, C. J. & Rousseau, D. (1984)- The growth of the continental through geological time studied by Nd isotope analysis of shales. Earth Planet.Sci.Lett, 67: 19-34.
- Alvarado, M. M. (1983)- I.3. Evolución de la Placa Ibérica. In: Libro Jubilar J. M. Rios "Geología de España", tomo I, IGME: 21-55.
- Alvarez-Nava, H.; Garcia Casquero, J. L.; Gil Toja, A.; Hernandez Urroz, J.; Lorenzo Alvarez, S.; Lopez Diaz, F.; Mira Lopez, M.; Monteserin, V.; Nozal, F.; Pardo, M. V.; Picart, J.; Robles, R.; Santamaria, J. & Sole, F. J. (1988)- Unidades litoestratigraficas de los materiales precámbrico-cámbricos en la mitad suoriental de la Zona Centro-Iberica. Congreso Geológico de España, Granada. Comunicaciones, vol.1: 19-22.
- Apalategui, O.; Eguiluz, L & Quesada, C. (1990)- 3 Structure. In: R. D. Dallmeyer & E. Martínez Garcia (Eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 280-291.
- Arndt, N. T. & Goldstein, S. L. (1987)- Use and abuse of crust formation ages. Geology, 15: 893-895.
- Barr, S. M. & Areias, L. (1980)- Petrology and geochemistry of granitic intrusions in the Viana do Castelo area, northern Portugal. Geol. Mijnbouw, 59: 273-281.
- Basu, A.; Young, S. W.; Suttner, L. J.; James, W. C. & Mack, G. H. (1975)- Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation: Jour Sed. Petrol., 45: 873-882.
- Beetsma, J. J. (1995)- The late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal as traced by geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope systematics of pre-Hercynian terrigenous sediments and Hercynian granitoids. PhD Thesis dissertation, University of Amsterdam, Netherlands: 223p.
- Birot, P. (1944)- Notes sur la morphologie et la géologie du bassin de Mortágua. Bol. Soc. Geol. Portugal, vol.IV: 131-142.

- Bischoff, L.; Wildberg, H. & Baumann, A. (1986)- Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, central Spain. Inter. Confer. on Iberian terranes and their regional correlation: Abstracts 39. University of Oviedo.
- Blatt, H. (1982)- Sedimentary Petrology. W. H. Freeman & Company Eds., San Francisco: 564p.
- Blenkinsop, T. G. (1993 a)- Cleavage. In: The Encyclopedia of the Solid Earth Sciences; Editor-in-chief: Philip Kearey. Blackwell Scientific Publications: 109-112.
- Blenkinsop, T. G. (1993 b)- Schistosity/Schist. In: The Encyclopedia of the Solid Earth Sciences; Editor-in-chief: Philip Kearey. Blackwell Scientific Publications: 540-541.
- Bond, G. C.; Nickerson, P. A. & Kominz, M. A. (1984)- Breakup of a supercontinent between 625Ma and 555Ma: New evidence and implications for continental histories. Earth and Planetary Science Letters, v.70: 325-345.
- Bouma, A. H. (1962)- Sedimentology of some flysh deposits: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier Publ. Comp., Amsterdam/New York: 168p.
- Bourgeois, J. (1980)- A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky cross stratification: the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous) south-western Oregon. Jour. Sed. Petrol., 50: 681-702.
- Bouyx, E. (1970)- Contribution a l'étude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz). Memoria del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid; Tomo 73: 263p.
- Brasier, M. D.; Perejón, A. & San José, M. A. (1979)- Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain. Estudios Geol., 35: 379-383.
- Brenner, R. L. & Davies, D. K. (1974)- Oxfordian sedimentation in the western interior United States. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 58: 407-428.
- Cabral, J. & Ribeiro, A. (1989)- Carta Neotectónica de Portugal, escala 1:1 000 000, e Nota Explicativa. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa: 10p.
- Cant, D. J. & Walker, R. G. (1976)- Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. Can. Jour. Earth Sci., 13: 102-119.
- Capote, R.; Casquet, C.; Fernandez-Casales, M. J.; Moreno, F.; Navidad, M.; Peinado, M. & Vegas, R. (1977)- The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif. Est. Geol., vol. 33 (4): 343-355.
- Carlisle, D. (1963)- Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. J. Geol., 71: 48-71.
- Carta Geológica de Portugal, escala 1:500 000 (1899)- Direcção dos Trabalhos Geológicos (Coordenação de J. F. Nery Delgado e Paul Choffat).
- Carta Geológica de Portugal, escala 1:500 000 (1992)- Serviços Geológicos de Portugal (5ª edição), Lisboa.

- Carvalho, H. F. (1961/62)- Contribuição para o estudo geológico da bacia de Mortágua. Bol. Soc. Port. Ciênc. Nat., vol.IX, 2ª série (Lisboa): 140-158.
- Cas, R. A. F. & Wright, J. V. (1987)- Volcanic Successions, modern and ancient. Allen & Unwin Eds., London: 528p.
- Castro, L. F. Mendia de (1986)- Carta litológico-geotectónica do concelho de Águeda, escala 1:25 000. Direcção Geral da Administração Autárquica, Ministério do Planeamento e da Administração do Território, Lisboa: 26p.
- Castro, L. F. Mendia de (1988)- Carta litológico-geotectónica do concelho de Anadia, escala 1:25 000. Direcção Geral da Administração Autárquica, Ministério do Planeamento e da Administração do Território, Lisboa: 24p.
- Chacón, J.; Fernández-Carrasco, J.; Mitrofanov, F. & Timofeev, B. V. (1984)- Primeras dataciones microfítópaleontológicas en el sector de Valverde de Burguillos-Jerez de los Caballeros (Anticlinório de Olivenza-Monesterio). Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 8: 211-220.
- Conde, L. E. N. (1971)- Existência em Portugal de uma série superior à "Formação Xistosa da Beira" e inferior ao Ordovícico. Studia Geol., Univ. Salamanca, II: 25-26.
- Cordani, U.G.; Kawashita, K. & Thomaz-Filho, A. (1978)- Applicability of the rubidium-strontium method to shales and related rocks. Contributions to the Geologic Time Scale, Studies in Geology, 6. AM. Assoc. Pet. Geol., Tulsa, Ok: 93-118.
- Costa, J. Carrington da (1950)- Notícia sobre uma Carta Geológica do Buçaco, de Nery Delgado. Serv. Geol. Portugal: 1-28.
- Crespo, V. & Rey, J. (1971)- Contribución al estudio del Valle de Alcudia. Boletín Geológico y Minero, LXXXII-VI: 512-515.
- Cunha, P. M. R. R. Proença (1992)- Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico superior e Terciário de Portugal central, a leste de Coimbra. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, Portugal: 262p.
- Dallmeyer, R. D. & Martinez Garcia, E. (1990)- Introduction to the Pre-Mesozoic geology of Iberia. In: Dallmeyer, R. D. & Martínez Garcia, E. (Eds.). Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 3-4.
- Dallmeyer, R. D. & Pieren, A. P. (1987)- Evidences of Late Proterozoic tectonometamorphic events in SW Iberia. Significance and paleogeographic implications. Tectonothermal Evolution of the West African Orogens and Circum-Atlantic Terrane Linkages; Nouakchott, Mauritania. Abstract IGCP Project 233 Nouakchott Meeting: 73-76.
- Daveau, Suzanne *et coll.* (1985/86)- Les bassins de Lousã et d'Arganil. Memórias do Centro de Estudos Geográficos, nº8 (volumes I e II), Lisboa: 450p.
- Dalziel, I. W. D.; Dalla Salda, L. H. & Gahagan, L. M. (1994)- Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain systems. Geological Society of America, 106: 243-252.

- Delgado, J. F. Nery (1905)- Contribuições para o estudo dos terrenos paleozoicos. I-Precambrico e Archaico. II-Cambrico. Com. Ser. Geol. de Portugal, VI: 56-122.
- Delgado, J. F. Nery (1908)- Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. Mem. Serv. Geol. Portugal: 245 p.
- De Paolo, D. J. (1981)- Noedymium isotopes in the Colorado Front Range, and crustal-mantle evolution in the proterozoic. *Nature*, 291: 193-197
- De Paolo, D. J. & Wasserburg, G. J. (1976)- Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, 3: 249-252
- De Raaf, J. F. M.; Reading, H. G. & Walker, R. G. (1965)- Cyclic Sedimentation in the Lower Westphalian of North Devon. *Sedimentology*, 4: 1-52.
- De Raaf, J. F. M.; Boersma, J. R. & Van Gelder, A. (1977)- Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24: 451-483.
- Dias, G.T. (1987)- Mineralogia e petrologia de granitos hercínicos associados a mineralizações filonianas de Sn-W (Minho, Portugal) - Tese de Doutoramento, Universidade do Minho, Portugal: 304p.
- Dias, G.T. & Leterrier, J. (1993)- Cronologia e petrogénese de granitóides biotíticos tardi-hercínicos (Minho, Portugal). Estudo isotópico Rb-Sr e Sm-Nd. In: Fernando Noronha, M. Marques, P. Nogueira (Eds.). *Memórias nº3. IX Semana de Geoquímica e II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Porto: 369-373.
- Dias, G.T., Leterrier, J., Ferreira, N. & Lopes Nunes, J.E. (1992)- Les granitoides biotitiques syn a tardi-hercyniens de Luís Alves region de Braga (Nord Portugal) Typologie chimico-minerologique et implications pétrogénétiques. *C.R.Acad.Sci. Paris* 314 (II): 675-681.
- Dias, R. & Ribeiro, A. (1993)- Porto-Tomar shear zone, a major structure since the beginning of the Variscan orogeny. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, t.79: 31-40.
- Dickinson, W. R. (1970)- Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Jour Sed. Petrol.*, 40: 695-707.
- Dickinson, W. R. & Suczek, C. A. (1979)- Plate tectonics and sandstone compositions. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 63: 2164-2182.
- Díez Balda, M. A. (1986)- El Complejo Esquisto-Grauvaquico, las Series Paleozoicas y la Estructura Hercinica al Sur de Salamanca. *Ediciones Universidad de Salamanca*, 52: 162p.
- Díez Balda, M. A. & Fournier Vinas, Ch. (1981)- Hallazgo de acritarcos en el Complejo esquisto-grauváquico al Sur de Salamanca. *Acta Geol. Hisp.*, t.16-3: 131-134.
- Díez Balda, M. A.; Vegas, R. & Gonzalez Lodeiro, F. (1990)- 2.2 Structure. In: R. D. Dallmeyer & E. Martínez Garcia (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 172-188.

- Dott, Jr., R. H. & Bourgeois, J. (1982)- Hummocky cross stratification: significance of its variable bedding sequences. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 93: 663-680.
- Eguiluz, L. (1987)- Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiformal Burguillos-Monasterio (Macizo Ibérico Meridional). Tesis doctoral, Universidad de Bilbao, España: 694p.
- Farias, P.; Gallastegui, G.; González Lodeiro, F.; Marquínez, J.; Martín Parra, L.M.; Martínez Catalán, J.R.; Pablo Maciá, J.G. & Rodríguez Fernández, L.R. (1987)- Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. IX Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Porto, 1985), *Memórias nº1*, Fac. Ciênc. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Porto: 411-431.
- Faure, G. (1986)- *Principles of Isotope Geology*; second edition, John Wiley & Sons: 589p.
- Ferreira, A. Brum (1978)- Planaltos e Montanhas do Norte da Beira. Estudo de Geomorfologia. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos, nº4* (Lisboa): 374p.
- Ferreira, N., Iglésias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A. & Ribeiro, M.L. (1987)- Granitoides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: F. Bea, A. Carnicero, J.C. Gonzalo, M. López Plaza & M.D. Rodríguez Alonso (Eds.). *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico*. Editorial Rueda (Madrid): 37-51.
- Fisher, R. V. (1961)- Proposed classification of volcano-clastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72: 1409-1414.
- Fisher, R. V. & Schmincke, H.-U. (1984)- *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag: 472p.
- Folk, R. L. (1974)- *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publ. Co. Austin: 182p.
- Gabaldon, V. (1991)- Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal. (Plataformas dominadas por tormentas). *Publicaciones especiales del Boletín Geológico y Minero, Instituto Tecnológico GeoMinero de España*: 93p.
- Gámez-Vintaned, J. A.; Liñan, E. & Palacios, T. (1995)- Rio Huso Section (Neoproterozoic-Early Lower Cambrian). In: M. D. Rodríguez Alonso & G. Alonso Gavilán (Eds.). *Pre-Conference Field Guide, XIII Geological Meeting on the West of the Iberian Peninsula, Salamanca, September/1995*: 38-44.
- Garcia, C.; Machado, S.; Dias, R.; Coke, C. & Ribeiro A. (1993)- Comparison of methods of finite strain analysis in the Buçaco region (Centro-Iberian Zone); tectonic implications. *Comun. XII Reun. Geol. Oeste Peninsular (Évora, Set/93)*, Vol.1: 65-76.
- García de Figuerola, L. C. & Martínez García, E. (1972)- El Cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca, España Central). *Stvd. Geol. Salmanticensia*, III: 33-41.
- Gebauer, D. (1993)- Intra-grain zircon dating within the Iberian Massif: Ollo de Sapo augengneiss, bimodal gneisses from the Massif de Guillerics (Girona), graywacke of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain) and the HP/HT-rock association at Cabo Ortegal (Galicia). *XII Reun. Geol. Oeste Penins. Évora. Comunicaciones*, Vol.II: 41-46.

- Gebauer, D. & Williams, I.S. (1990)- Crust and mantle evolution of the European Hercynides. *Geol. Soc. Austr. Abstr.*, 27: 38.
- Gebauer, D., Williams, I.S., Compston, W. & Grünenfelder, M. (1989)- The development of the central European continental crust since the early Archaean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons. *Tectonophysics*, 157: 81-96.
- Gebauer, D; Martinez Garcia, E & Hepburn, C. (1993)- Geodynamic significance, age and origin of the Ollo de Sapo augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). Abstract for: Ann. Meeting Geol. Soc. Amer., Boston, nº3958.
- G.E.I. (1980)- *Guía Estratigráfica Internacional*, Reverte, Barcelona: 205p. Traduzida para espanhol de Hedberg, H. D. Editor, 1976: *International Stratigraphic Guide*. John Wiley & Sons, Herd, 1976).
- Godinho, M.M. (1974)- Sobre o plutonometamorfismo da região de Guardão (Caramulo-Portugal). *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 78: 37-77.
- Godinho, M.M. (1980)- O Plutonito do Caramulo. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 89-90: 269p.
- Goldstein, S.L. & Jacobsen, S.B. (1988)- Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87: 249-265.
- Goldstein, S.L., O'Nions, R.K. & Hamilton, P.J. (1984)- A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70: 221-236.
- Hammann, W.; Robardet, M.; Romano, M.; Gil Cid, M. D.; Gutiérrez Marco, J. C.; Herranz, P.; Marcos, A. Martin, J. Peláez, J. R.; Pérez Estaún, A.; Prieto, M.; Rábano, I.; San José, M. A.; Truyóls, J.; Vegas, R.; Vilas, L.; Villas, E. e Villena, J. (1982)- The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *IUGS Publ.*, 11: 1-47.
- Herranz, P.; San José, M. A. & Vilas, L. (1977)- Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle del Matachel. *Estudios Geol.*, 33 (4): 327-342.
- Honnorez, J. & Kirsck, P. (1975)- Submarine basaltic vulcanism: morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs. *Bull. Volcanol.*, 39: 1-25.
- Iglesias, M. & Ribeiro, A. (1981)- Position stratigraphique de la formation «Ollo de Sapo» dans la région de Zamora (Espagne) - Miranda do Douro (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.67, fasc.2: 141-146.
- Julivert, M. (1983)- II.2.2 El Precámbrico al NE del Antiforme de Ollo de Sapo. In: *Libro Jubilar J. M. Rios "Geología de España"*, tomo I, IGME: 73-81.
- Julivert, M.; Fontboté, J.M.; Ribeiro, A. & Conde, L. Nabais (1972)- Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1/1 000 000. *Memoria Explicativa* (1974). *Inst. Geol. Min. Esp.*: 113p.
- Junta de Energia Nuclear (1968)- A província uranífera do centro de Portugal; suas características estruturais, tectónicas e metalogenéticas, Lisboa: 131p.

- Kawashita, K. (1972)- O método Rb-Sr em rochas sedimentares. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Brasil: 111p.
- Keppie, J. D. & Dallmeyer, R. D. (1989)- Tectonic map of pre-Mesozoic terranes in circum-Atlantic Phanerozoic orogens, 1:5 000 000. International Geological Correlation Programme, Project 233, Halifax, Nova Scotia Department of Natural Resources.
- Köhler, H. & Müller-Sohnius, D. (1976)- Rb-Sr Altersbestimmungen und Sr-Isotopensystematiken gesteinen und mineralen des Regensburger Waldes - Fortschr. Mineral. Beith., 54: 47.
- Liñan, E. (1978)- Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Tesis Doctorales de la Universidad de Granada, 191. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Granada: 212p.
- Liñan, E. & Quesada, C. (1990)- 2.2 Rift Phase (Cambrian). In: R. D. Dallmeyer & E. Martínez Garcia (Eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 259-266.
- Liñan, E.; Perejón, A. & Szalay, K. (1993)- The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. Geol. Mag., 130 (6): 817-833.
- Lopez Dias, F. (1994)- Estratigrafía de los materiales anteordovícicos del anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica). Rev. Soc. Geol. España, 7 (1-2): 31-45.
- Lotze, F. (1945)- Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotekt. Forsch., 6; 78-92. Tradução de J. M. Rios: Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. Publ. Extr. Geol. España, 5. Madrid, 1950: 149-166.
- Lotze, F. (1956)- Über sardisch Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. Geotect Symp Hans Stille: 129-139.
- Macedo, C. A. Regêncio (1988)- Granitóides, Complexo Xisto Grauváquico e Ordovício na região entre Trancoso e Pinhel (Portugal Central) - Tese de Doutorado, Universidade de Coimbra, Portugal: 432p.
- Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias, escala 1/1 000 000 (1994)- Instituto Tecnológico Geominero de España (bajo la dirección del Ilmo Sr. D. Camilo Caride de Liñan, con la colaboración del Instituto Geológico e Mineiro de Portugal), Madrid.
- Martins, J. Ávila (1962)- Contribuição para o conhecimento geológico da região do Caramulo. Mapa geológico da região do Caramulo, Escala 1/50 000. Junta de Energia Nuclear, Memória 35 (Lisboa): 123-227.
- Matte, P. (1986)- Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. Tectonophysics, 126: 329-374.
- McCulloch, M.T. & Wasserburg, G.J. (1978)- Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. Science, 200: 1003-1011.
- McLennan, S.M. & Hemming, S. (1992)- Samarium/Neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks. Geochim. Cosmochim. Acta, 56: 887-898.

- McLennan, S.M., McCulloch, M.T., Taylor, S.R. & Maynard, J.B. (1989)- Effects of sedimentary sorting on neodymium isotopes in deep-sea turbidites. *Nature*, 337: 547-549.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T. & Maynard, J.B. (1990)- Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 2015-2050.
- Medina, J.; Rodriguez Alonso, M. D. & Bernardes, C. A. (1989)- Litoestratigrafia e Estrutura do Complexo Xisto-Grauváquico na região do Caramulo-Portugal. *Geociências, Rev. Univ. Aveiro*, 4 (1): 51-73.
- Medina, J. & Rodriguez Alonso, M. D. (1991)- O Complexo Xisto-Grauváquico (Grupo das Beiras) na região da Barragem da Aguieira - litoestratigrafia e estrutura. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 112 (B): 573-582.
- Medina, J., Tassinari, C.C.G. & Pinto, M.S. (1993)- Idade Rb-Sr no Complexo Xistograuváquico na região de Mortaguá (Portugal Central). In: Fernando Noronha, M. Marques, P. Nogueira (Eds.). *Memórias nº3. IX Semana de Geoquímica e II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa*, Porto: 309-403.
- Medina, J.; Rodriguez Alonso, M. D. & Alonso Gavilán, G. (1995)- The Beiras Group in the Aguieira-Mortágua area (North-East of Buçaco syncline). In: M. D. Rodriguez Alonso & G. Alonso Gavilán (Eds). *Post-Conference Field Guide, XIII Geological Meeting on the West of the Iberian Peninsula*, Salamanca, September/1995: 97-108.
- Miall, A. D. (1977)- A review of the Braided-River Depositional Environment. *Earth Sci. Rev.*, 13: 1-62.
- Miall, A. D. (1978)- Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: *Fluvial Sedimentology* (A. D. Miall Ed.). *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5: 597-604.
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M. & Albarede, F. (1985)- Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 601-610.
- Mitrofanov, F. P. & Timofeiev, M. (1977)- Premier étude des microfaunes du Précambrien de la Péninsule Ibérique. *Inst. Geol. Geocron. Precambrian. Inédito, Leningrad*: 2p.
- Mizusaki, A.M.P. (1992)- Comportamento do Rb e Sr em sedimentos recentes: implicações na datação radiométrica de rochas sedimentares. *Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, Brasil*: 140p.
- Moreno, F. (1974)- Las formaciones anteordovícicas del anticlinal de Valdelacasa. *Bol. Geol. Min.*, 85: 396-400.
- Moreno, F. (1977)- Estudio geológico de los Montes de Toledo Occidentales. *Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, España*: 209p.

- Murphy, J. B. & Nance, R. D. (1989)- Model for the evolution of the Avalonian-Cadomian belt. *Geology*, v.17: 735-738.
- Nägler, Th.F., Schäfer, H-J. & Gebauer, D. (1992)- A Sm-Nd isochron on pelites 1Ga in excess of their depositional age and its possible significance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 789-795.
- Nance, R. D.; Murphy, J. B.; Strachan, R. A.; D'Lemos, R. S. & Taylor G. K. (1991)- Late Proterozoic tectonostratigraphic evolution of the Avalonian and Cadomian terranes. *Precambrian Research*, 53: 41-78.
- Nance, R. D. & Murphy, J. B. (1994)- Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens: Example from the Neoproterozoic-Cadomian belt. *Geology*, v.22: 617-620.
- Noronha, F., Ramos, J.M.F., Rebelo, J., Ribeiro, A. & Ribeiro, M.L. (1979)- Essai de corrélation des phases de déformations hercyniennes dans le Nord-Ouest péninsulaire. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XXI: 227-237.
- Nozal, F. & Martín Serrano, A. (1989)- Mapa Geológico de Espanha, escala 1:50 000, Hoja 709 (Anchuras). I.T.G.E., Madrid.
- Nozal, F. & Robles Casas, R. (1988)- Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el Sur de Salamanca. *Congreso Geológico de España, Granada. Comunicaciones*, vol.1: 139-143.
- Nozal, F. & Robles Casas, R. & Santamaría, J. (1988)- Estratigrafía de los materiales precámbricos en el sector central del anticlinal de Ibor. Localización de la discordancia "intra-alcudiense" (Zona Centro-Iberica). *Congreso Geológico de España, Granada. Comunicaciones*, vol.1: 135-138.
- Oczlon, M. S. & Díez Balda, M. A. (1992)- Contourites in laminated black shale facies of the Aldeatejada Formation (Precambrian/Cambrian boundary range, Province of Salamanca, western Spain). *Rev. Soc. Geol. Española*, 5 (1-2): 167-176.
- Oen, Ing Soen (1970)- Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Boletín Geológico y Minero*, LXXXI.-II-III: 271-298.
- Oliveira, J. T.; Pereira, E.; Piçarra, J. M.; Young, T. & Romano, M. (1992)- 18. O Paleozóico Inferior de Portugal: Síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In: J. G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.) *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura: 359-375.
- O'Nions, R.K., Hamilton, P.J. & Hooker, P.J. (1983)- A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 63: 229-240.
- Palacios, T. (1989)- Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico superior (región central de la Península Ibérica). *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, nº3 (2): 91p.

- Palacios, T. & Vidal, G. (1992)- Lower Cambrian acritarchs from northern Spain: the Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications. *Geol. Mag.*, 129 (4): 421-436.
- Palacios, T. & Vidal, G. (1995)- The Ibor and Valdelacasa Anticlines. In: M. D. Rodriguez Alonso & G. Alonso Gavilán (Eds). *Pre-Conference Field Guide, XIII Geological Meeting on the West of the Iberian Peninsula, Salamanca, September/1995*: 22-31.
- Palero, F. J. (1993)- Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica). *Bol. Geol. Min.*, vol. 104-3: 227-242.
- Pardo Alonso, M. V. & Robles Casas, R. (1988)- La discordancia basal del Grupo Valdelacasa en el anticlinal de Valdelacasa (Sector central de los Montes de Toledo). *Congresso Geológico de España, Granada. Comunicaciones*, vol.2: 165-168.
- Parga, J. R. (1969)- Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. del Lab. Geológico de Lage*, 37: 1-15.
- Parga, J. R. & Vegas, R. (1974)- El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*. I cent.: 329-345.
- Peláez, J. R.; García-Hidalgo, F. F.; Herranz, P.; Pieren, A. P.; Vilas, L. & San Jose, M. A. (1989)- Upper Proterozoic in Central Spain. *Abstr. 28th Int. Geol. Congr., Washington* 2: 590-591.
- Pereira, A. J. S. C. (1991)- Transferências de calor e ascensão crustal no segmento Tondela-Oliveira do Hospital (Portugal Central) após a implantação dos granitos hercínicos sin a tardi-orogénicos. *Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, Portugal*: 182p.
- Pereira, A. J. S. C.; Pereira, L. C. Gama & Macedo, C. A. Regêncio (1986)- Os plutonitos da Zebreira (Castelo Branco): idade e enquadramento estrutural. *Memórias e Notícias, Pub. Mus. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 101: 21-31.
- Pereira, A. J. S. C. & Pereira, L. C. Gama (1995)- Avaliação termobarométrica do metamorfismo regional em metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Oedovícico (Sertão Portugal central). In: F. Sodré Borges, M. M. Marques (Coord.). *Memórias nº4. IV Congresso Nacional de Geologia, Porto*: 787-788.
- Pereira, L. C. Gama (1987)- Tipologia e evolução da sutura entre a ZCI e a ZOM no sector entre Alvaiázere e Figueiró dos Vinhos (Portugal Central). *Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, Portugal*: 331p.
- Pereira, L. C. Gama & Macedo, C. A. Regêncio (1983)- Sobre a idade dos granitos de Figueiró dos Vinhos, Pedrogão Grande e dum pegmatito do Casal do Zote (Dornes) no sector da sutura da zona Ossa-Morena - zona Centro-Ibérica, a norte de Tomar (Portugal Central); algumas implicações geotectónicas. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.69, fasc.2: 265-266.

- Pérez Estaún, A.; Bastida, F.; Martínez Catalán, J. R.; Gutiérrez Marco, J. C.; Marcos, A. & Pulgar, J. A. (1990)- 2 Stratigraphy. In: R. D. Dallmeyer & E. Martínez García (Eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 92-102.
- Pérez del Villar, L. & Martín-Herrero, D. (1991)- Características litológicas y estructurales del Complejo esquistos-grauvaquico en la zona de Cañaveral-Zarza la Mayor (Prov. de Cáceres). *Studia Geologica Salmanticensia*, XXVII: 63-84.
- Pérez García, P. P. (1996)- Estratigrafía, Petrología y Sedimentología del Neoproterozoico-Cámbrico Inferior en los Alrededores de Monsagro. Tesis de Licenciatura, Universidad de Salamanca, España: 225p.
- Pettijohn, F. J.; Potter, P. E. & Siever, R. (1973)- Sand and Sandstone. Springer-Verlag, New York: 618p.
- Pichler, H. (1965)- Acid hyaloclastites. *Bull. Volcanol.*, 28: 293-310.
- Pieren, A. P. (1985)- Estudio estratigráfico de los materiales anteordovícicos del anticlinorio de Agudo-Valdemanco y de los materiales paleozoicos del sinclinal de Herrera del Duque (Badajoz). Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense, Madrid, España: 220p.
- Pieren, A. P.; Pineda, A. & Herranz, P. (1987)- Discordancia intra-Alcudiense en el anticlinal de Agudo (Ciudad Real-Badajoz). *Geogaceta*, 2: 26-29.
- Pieren, A. P.; Herranz, P. & García Gil, S. (1991)- Evolución de los depósitos continentales del proterozoico superior en «La Serena», Badajoz (Zona Centro Ibérica). *Cuad. Lab. Xeológico de Laxe*, 16: 179-191.
- Pinto, M.S. (1979)- Geochemistry and geochronology of granitic rocks from the Aveiro and Viseu districts (northern Portugal). Unpublished PhD Thesis, University of Leeds, United Kingdom: 196p.
- Pinto, M.S. (1984)- O granito gnáissico de Fânzeres (Porto-Portugal) - idade e caracterização geoquímica geral. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra* 98: 231-242.
- Ponte, M. J. Botelho & Pereira, L. C. Gama (1991a)- Aspectos da estrutura do Ordovício da região de S. Paio-Ázere (Tábua-Portugal Central). *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 112 (A): 109-120.
- Ponte, M. J. Botelho & Pereira, L. C. Gama (1991b)- Aspectos litológicos e estruturais do Complexo Xisto-Grauváquico no bordo sudoeste da faixa ordovícica da região de S. Paio-Ázere (Tábua-Portugal Central). *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 112 (A): 135-150.
- Powell, C. McA. (1979)- A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58: 21-34.

- Priem, H.N.A., Schermerhorn, L.J.G., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H. (1984)- Rb-Sr Geochronology of Variscan granitoids in the tin-tungsten province of northern Portugal: a progress report. *Terra Cognita*, 4 (2): 212-213.
- Quesada, C. (1990)- Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to "Cadomian" orogenic events. In: R. S. D'Lemos, R. A. Strachan & C. G. Topley (Eds). *The Cadomian Orogeny*. Geological Society Special Publication, Nº51: 353-362.
- Quesada C.; Apalategui, O. ; Eguiluz, L.; Liñan, E & Palacios, T. (1990)- 2.1 Precambrian. In: R. D. Dallmeyer & E. Martínez Garcia (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 252-258.
- Ramsay, J. G (1967)- *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill. New York: 568p.
- Ramsay, J. G. & Hubber, M. I. (1983)- *The Techniques of Modern Structural Geology - vol.1: Strain Analysis*. Academic Press, Inc., London: 1-307.
- Ramsay, J. G. & Hubber, M. I. (1987)- *The Techniques of Modern Structural Geology - vol.2: Folds and Fractures*. Academic Press, Inc., London: 309-700.
- Reading, H. G. (1986)- Chapter 2 Facies. In: *Sedimentary Environments and Facies*, Edited by H. G. Reading, 2nd Edition, Blackwell Scientific Publications: 4-19.
- Reavy, R.J. (1987)- *An investigation into the controls of granite plutonism in the Serra da Freita region, northern Portugal*. Unpublished PhD Thesis, Univ. St. Andrews, United Kingdom: 210p.
- Rebelo, J. A. & Romano, M. (1986)- *A Contribution to the Lithostratigraphy and Palaeontology of the Lower Palaeozoic Rocks of the Moncorvo Region, Northeast Portugal*. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.72, fasc.1/2: 45-57.
- Ribeiro, A. (1974)- *Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental*. *Mem. Serv. Geol. Portugal (nova série)*, 24: 168p.
- Ribeiro, A.; Cramez, C.; Silva, L. C. & Macedo, J. (1962)- *Notas sobre a geologia da serra do Marão*. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. XIV: 151-170.
- Ribeiro, M. A. (1990)- *Aspectos Geológicos e Estruturais do Limite entre as Zonas Centro-Ibérica e Ossa-Morena: o exemplo da geologia da região de Mação-Evandos*. Trabalho de síntese elaborado no âmbito das Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica, Fac. de Ciências, Univ. Porto: 89p.
- Ribeiro, M. A.; Sousa, M. Bernardo & Noronha, F. (1993)- *A Formação de Evandos e as rochas ácidas associadas*. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Porto. Nova Série*, nº7: 20p.
- Robles Casas, R. & Alvarez-Nava, H. (1988)- *Los materiales Precámbrico-Cámbricos del Domo de las Hurdes: existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca (Zona Centro-Iberica)*. *Congreso Geológico de España, Granada. Comunicaciones*, vol.1: 185-188.

- Roda Querol, J. (1986)- Nuevos datos sobre la fase de deformación sárdica. Geometría de los pliegues pre-hercínicos del río Salor (Cáceres). *Geogaceta*, 1: 13-15.
- Rodríguez Alonso, M. D. (1982)- Contribución al conocimiento del Complejo Esquisto-Grauwáckico en el sector occidental del Sistema Central Español (Las Hurdes y Sierra de Gata). Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, España: 296p.
- Rodríguez Alonso, M. D. (1985)- El Complejo Esquisto-Grauwáckico y el Paleozoico en el Centro-Oeste Español. Ediciones Universidad de Salamanca, 51: 174p.
- Rodríguez Alonso, M. D.; Pérez García, P. P. & Alonso Gavilán, G. (1993)- Sedimentation in a shallow siliciclastic platform during the late Precambrian-Early Cambrian (Salamanca Province, Central Western Spain). IGCP 319 Meeting, Liverpool.
- Rodríguez Alonso, M. D. & Palacios, T. (1994)- A paleogeographical outline of Upper-Median-Lower Cambrian in the Iberian Peninsula. IGCP 319-376 Meeting. Nova Scotia, Canada: 1-2.
- Rodríguez Alonso, M. D. & Palacios, T. (1995)- Neoproterozoic-Lower Cambrian in the Central-Western part of the Iberian Peninsula. In: M. D. Rodríguez Alonso & G. Alonso Gavilán (Eds). Post-Conference Field Guide, XIII Geological Meeting on the West of the Iberian Peninsula, Salamanca, September/1995: 1-10.
- Rodríguez Alonso, M. D.; Alonso Gavilán, G.; Liñan, E.; Gámez-Vintaned & A. Pérez García, P. P. (1995a)- Transversal Salamanca - Tamames - Peña de Francia - Monsagro - S Ciudad Rodrigo (Spain). Neoproterozoic-Cambrian Transition (Aldeatejada Fm, Tamames Sandstone Fm and the Schist Greywacke Complex in Monsagro - S Ciudad Rodrigo). In: M. D. Rodríguez Alonso & G. Alonso Gavilán (Eds). Post-Conference Field Guide, XIII Geological Meeting on the West of the Iberian Peninsula, Salamanca, September/1995: 13-34.
- Rodríguez Alonso, M. D.; Pérez García, P. P. & Alonso Gavilán, G. (1995b)- The Hurdes-Sierra de Gata-Ciudad Rodrigo Domain. In: M. D. Rodríguez Alonso & G. Alonso Gavilán (Eds). Post-Conference Field Guide, XIII Geological Meeting on the West of the Iberian Peninsula, Salamanca, September/1995: 35-40.
- Roíz, J. M. (1979)- La estructura y la sedimentación hercínica, en especial en el Precámbrico Superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, España: 256p.
- Roíz, J. M. & Vegas, R. (1980)- Formaciones ordovícicas y anteordovícicas del Anticlinal de Tirteafuera (Sur de la provincia de Ciudad Real). *Stvd. Geol. Salmant.*, vol. 15: 27-36.
- Romão, J. (1991)- A geologia da região compreendida entre o rio Erges e a serra de Moradal. Dissertação apresentada para as Provas de Assistente de Investigação. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa: 150p.

- Romão, J. & Ribeiro, A. (1992)- Thrust tectonics of Sardinian age in the Rosmaninhal area (Beira Baixa, Central Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.78, fasc.2: 87-95.
- Romão, J. & Oliveira, J. T. (1995)- Litostratigrafia do Grupo de Vale de Grou (Série Intercalar), na região de Mação. In: *Comunicaciones XIII RGOP/PICG 319-320 Septiembre '95 Comunicaciones*, Salamanca: Eds. M. D. Rodríguez Alonso & J. C. Gonzalo Corral: 142-143.
- Rust, B. R. (1978)- Depositional models for braided alluvium. In: *Fluvial Sedimentology* (A. D. Miall Ed.). *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5: 605-625.
- San José, M. A. (1983)- II.2.3.3. El Complejo Sedimentario Pelitico-Grauvaquico. In: *Libro Jubilar J. M. Rios "Geología de España"*, tomo I, IGME: 91-99.
- San José, M. A. (1984)- Los Materiales Anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Provincias de Badajoz y Ciudad Real, España Central). *Cuadernos Geología Ibérica*, vol.9: 81-117.
- San José, M. A.; Pelaez, J. R.; Vilas, L. & Herranz P. (1974)- Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. Min.*, 85: 21-31.
- San José, M. A.; Pieren, A. P.; García-Hidalgo, J. F.; Vilas, L.; Herranz, P.; Pelaez, J. R. & Perejon, A. (1990)- 2.1.2 Ante-Ordovician Stratigraphy. In: R. D. Dallmeyer & E. Martínez García (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 147-159.
- San José, M. A.; Sequeira, A. J. D.; Herranz, P. & Sousa, M. B. (1995)- Nuevos datos sobre la sucesión del "CXG" (Grupo das Beiras): Evidencia sedimentaria del origen glacioderivado de las facies conglomeráticas de la Fm. del Cabeço das Popas, en la región de Monfortinho (Portugal Central). In: *Comunicaciones XIII RGOP/PICG 319-320 Septiembre '95 Comunicaciones*, Salamanca: Eds. M. D. Rodríguez Alonso & J. C. Gonzalo Corral: 154-158.
- Santamaría, J. & Pardo Alonso, M. V. (1994)- Las Megabrechas del Membrillar y su relación con el sustrato. Precámbrico-Cámbrico de la Zona Centro-Ibérica. *Geogaceta*, 15: 10-13.
- Santamaría, J. & Remacha, E. (1994)- Variaciones laterales del "Nivel de Fuentes", Precámbrico-Cámbrico de la Zona Centro-Ibérica. *Geogaceta*, 15: 14-16.
- Santamaría, J. & Pardo Alonso, M. V. (1995)- Evolución tectonoestratigráfica de los materiales precámbrico-cámbricos de la Zona Centro-Ibérica. In: *Comunicaciones XIII RGOP/PICG 319-320 Septiembre '95 Comunicaciones*, Salamanca: Eds. M. D. Rodríguez Alonso & J. C. Gonzalo Corral: 209-213.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K. & Petronilho, L. (1995)- Método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 67 (3): 313-336.

- Schäfer, H. J.; Gebauer, D.; Nägler, T. F. & Eguluz, L. (1993)- Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudía Group (Serie Negra, SW Spain): implications for zircon systematics, stratigraphy, tectonics and the Precambrian / Cambrian boundary. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113: 289-299.
- Schermerhorn, L. J. G. (1955)- The Age of the Beira Schists (Portugal). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 12: 77-100.
- Schermerhorn, L. J. G. (1956)- Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-São Pedro do Sul-Satão region (Northern Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.XXXVII: 617p.
- Schermerhorn, L. J. G. (1980)- Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. *Notícia Explicativa da Folha 14-C (Castro Daire)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa: 39p.
- Selley, R. C. (1970)- *Ancient Sedimentary Environments*. Chapman & Halls Eds., London: 237p.
- Sequeira, A. J. D. (1991)- O Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre Zebreira e Penamacor e a sua relação com o Ordovícico. *Resumos do III Congresso Nacional de Geologia*; Coimbra, Outubro/1991: 77.
- Sequeira, A. J. D. (1993)- Provável discordância intra-Grupo das Beiras na região entre Monfortinho e Idanha-a-Velha. *Comun. XII Reun. Geol. Oeste Peninsular (Évora, Set/93)*, Vol.1: 41-52.
- Sequeira, A. J. D. & Sousa, M. Bernardo (1991)- O Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) da região de Coimbra-Lousã. *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, 112 (A): 1-13.
- Silva, A. Ferreira & Ribeiro, A. (1985)- Thrust Tectonics of Sardic Age in the Alto Douro Region (Northeastern Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, t.71 (fasc.2): 151-157.
- Silva, A. Ferreira & Ribeiro, M. L. (1991)- Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 e *Notícia Explicativa da Folha 15-A (Vila Nova de Foz Côa)*. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa: 52p.
- Silva, A. Ferreira & Ribeiro, M. L. (1994)- Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 e *Notícia Explicativa da Folha 15-B (Freixo de Espada à Cinta)*. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa: 48p.
- Silva, A. Ferreira; Rebelo, J. A. & Ribeiro, M. L. (1989)- Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 e *Notícia Explicativa da Folha 15-C (Torre de Moncorvo)*. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa: 65p.
- Silva, A. Ferreira; Romão, J. M. C. & Sequeira, A. J. D. (1988)- Geotransversal no Grupo das Beiras (Complexo Xisto-Grauváquico) entre os sinclínorios de Mação e Penha Garcia (Centro Leste de Portugal). *Resumo de comunicação apresentado na X Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular*, Bragança, Set/1988.

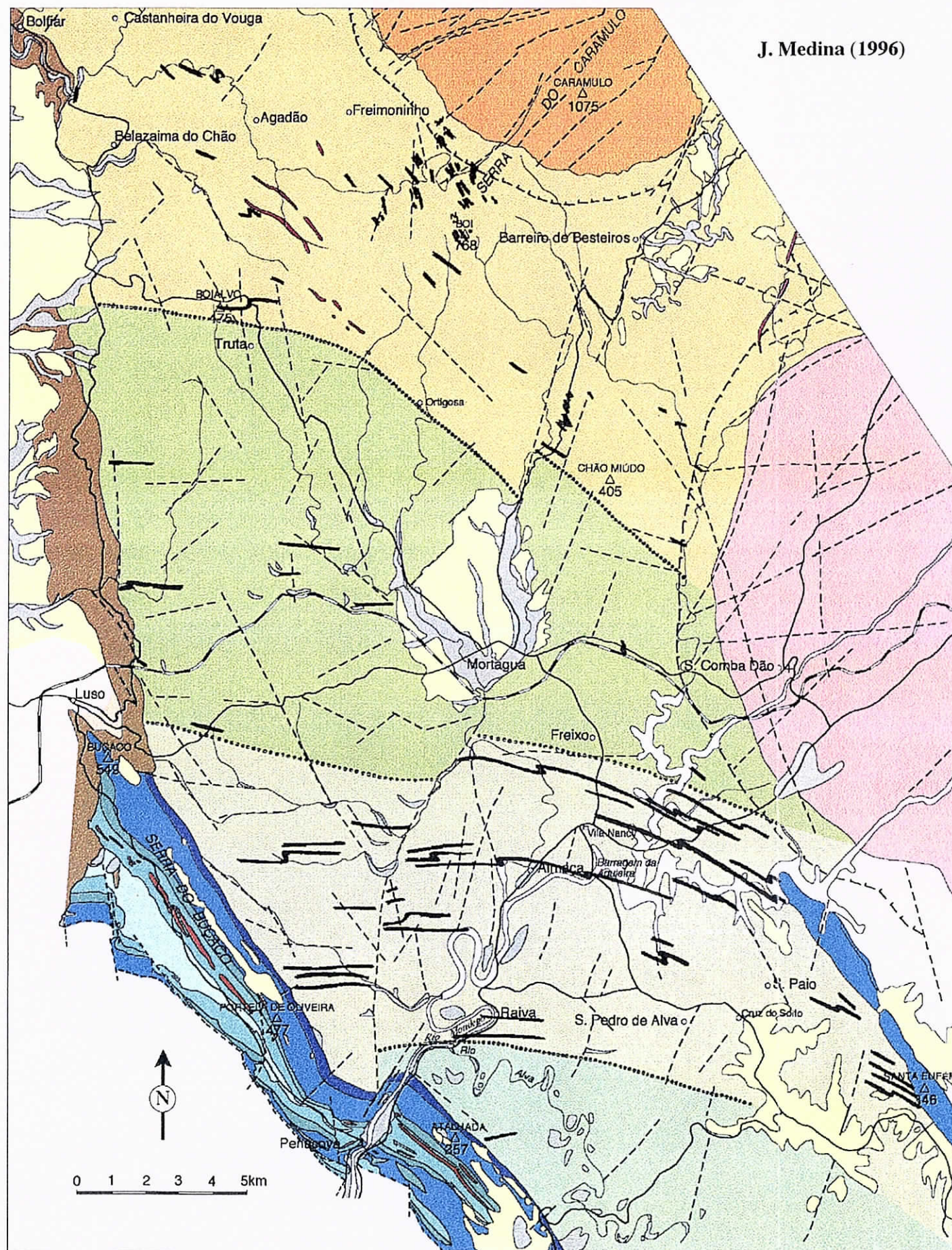
- Silva, A. Ferreira; Romão, J. M. C.; Sequeira, A. J. D. J. & Oliveira, J. Tomás (1995)- A sucessão litostratigráfica ante-ordovícica na Zona Centro-Ibérica (ZCI), em Portugal: ensaio de interpretação com base nos dados actuais. In: Comunicaciones XIII RGOP/PICG 319-320 Septiembre '95 Comunicaciones, Salamanca: Eds. M. D. Rodríguez Alonso & J. C. Gonzalo Corral: 71-72.
- Sousa, M. Bernardo (1982)- Litoestratigrafia e Estrutura do «Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico» - Grupo do Douro (Nordeste de Portugal). Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, Portugal: 223p.
- Sousa, M. Bernardo (1983a)- Litoestratigrafia do CXG-Grupo do Douro (NE Portugal). Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, 95: 3-63.
- Sousa, M. Bernardo (1983b)- Considerações paleogeográficas e ensaio de correlação das Formações do Grupo do Douro (CXG) com as Formações Ante-Ordovícicas da Zona Centro-Ibérica. Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, 95: 65-98.
- Sousa, M. Bernardo (1984)- Considerações sobre a estratigrafia do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) e sua relação com o Paleozóico Inferior. Cuadernos Geología Ibérica, vol.9: 9-36.
- Sousa, M. Bernardo (1985)- Perspectiva sobre os conhecimentos actuais do Complexo Xisto-Grauváquico de Portugal. Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, 100: 1-16.
- Sousa, M. Bernardo (1989)- O Complexo Xisto-Grauváquico da Marofa (Figueira de Castelo Rodrigo - Portugal Central). Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol., Univ. Coimbra, 108: 1-10.
- Sousa, M. Bernardo & Sequeira, A. J. D. (1989)- Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 e Notícia Explicativa da Folha 10-D (Alijó). Serv. Geol. Portugal, Lisboa: 59p.
- Sousa, M. Bernardo & Sequeira, A. J. D. (1993)- O Limite Precâmbrico-Câmbrico na Zona Centro Ibérica, em Portugal. Comun. XII Reun. Geol. Oeste Penins., vol.1: 17-28.
- Souza-Brandão, V. (1914)- III. A Faixa Occidental das Phyllites Porphyroblasticas do Precambriço do Districto de Aveiro. Com. Comiss. Serv. Geol. Portugal, Tomo X: 78-143.
- Tamain, G. (1972)- Recherches Géologiques et minières en Sierra Morena Orientale, Espagne. Volume I: Stratigraphie. Thèse Doct. Université de Paris Sud. Centre d'Orsay, France: 369p.
- Tamain, G. (1973)- L'Alcudien et le Précambrien du Sud de la Meseta Ibérique. C. R. Acad.Sci. Paris (sér.D), 276: 1945-1948.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (1985)- The Continental Crust: its composition and evolution. Blackwell Sci. Publ. (Oxford): 312p.
- Teixeira, C. (1979)- Le Précambrien portugais. C. R. somm. Soc. Géol. Fr., fasc.5-6: 228-230.
- Teixeira, C. (1981)- Geologia de Portugal. Vol. I - Precâmbrico, Paleozóico. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa: 629p.

- Teixeira, C. & Martins, J. Ávila (1959)- O Silúrico de Arganil. Rev. Fac. Ciênc., Lisboa, 2ª série-C, vol.VII, Fasc.2º: 211-222.
- Teixeira, C.; Ribeiro, A. & Silva, L. C. (1964)- La fauna de *Lingulellinae* des formations ante-ordoviciennes de Marão. Bol. Soc. Geol. Portugal, vol.XV: 117-122.
- Thadeu, D. (1951)- Geologia e Jazigos de Chumbo e Zinco da Beira Baixa. Bol. Soc. Geol. Portugal, 9: 144p.
- Thomaz-Filho, A. & Lima, V.Q. (1981)- Datação radiométrica de rochas sedimentares pelíticas pelo método Rb-Sr. Bol. Téc. Petrobrás, Rio de Janeiro, 24 (2): 109-119.
- Tillman, R. W. & Martinsen, R. S. (1984)- The Shannon shelf-ridge sandstone complex, Salt Creek anticline area, Powder River basin, Wyoming. In: R. W. Tillman & C. T. Siemens, Eds. Siliciclastic Shelf Sediments. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 34: 85-142.
- Truyols, J.; Arbuzu, M. A.; Garcia Alcalde, J. L.; Garcia Lopez, S.; Mendez Bedia, I.; Soto, F. & Truyols Massoni, M. (1990)- 2.2 The Asturian-Leonese Domain (Cantabrian Zone). In: R. D. Dallmeyer & E. Martínez Garcia (Eds). Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 10-19.
- Valle Aguado, B. (1992)- Geología estructural de la Zona de Cizalla de Porto-Tomar en la región de Oliveira de Azeméis - Serra da Arada (Norte de Portugal). Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, España: 254p.
- Valle Aguado, B. & Martínez Catalán, J. R. (1994)- Contribución para el conocimiento del Complejo Esquisto-Grauváquico de la región de Arouca (N de Portugal). Comun. Inst. Geol. e Mineiro, t.80: 27-34.
- Van der Voo, R. (1988)- Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: Comparisions of paleomagnetism within paleoclimatology and biogeographical patterns. Geological Society of America Bulletin, v.100: 311-324.
- Vidal, G.; Jensen, S. & Palacios, T. (1994a)- Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcludian strata in central Spain. Geol. Mag., 131 (2): 169-179.
- Vidal, G.; Palacios, T.; Gámez-Vintaned, J. A.; Díez Balda, M. A. & Grant, S. W. F. (1994b)- Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. Geol. Mag., 131 (6): 729-765.
- Vilas, L. & San José, M. A. (1990)- 2.1.1. Introduction. In: R. D. Dallmeyer & E. Martínez Garcia (Eds.). Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 145-146.
- Vilas, L.; García-Hidalgo, J. F.; San José, M. A.; Pieren, A. P.; Peláez, J. R.; Perejón, A. & Herranz, P. (1987)- Episodios sedimentarios en el Alcudiense Superior (Proterozoico) y su tránsito al Cámbrico en la zona centro meridional del Macizo Ibérico. Geogaceta, 2:43-45.

- Walker, R. G. (1984)- 10. Shelf and Shallow Marine Sands. In: Facies Models, second edition, Edited by Roger G. Walker. Geoscience Canada, Reprint Series 1: 141-170.
- Walker, R. G. (1992)- 1. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: R. G. Walker & N. P. James (Eds). Facies Models: response to sea level change; 3th edition: Geological Association of Canada, Publications, Department of Earth Sciences: 1-14.
- Walker, R. G. & Plint, A. G. (1992)- 12. Wave- and Storm-Dominated Shallow Marine Systems. In: R. G. Walker & N. P. James (Ed.). Facies Models: response to sea level change; 3th edition: Geological Association of Canada, Publications, Department of Earth Sciences: 219-238.
- Wegmann, E. (1963)- "L'expose Original de la Notion de Facies par A. Gressly (1814-1865)". Sciences de la Terre, Tomo IX (1962-1963), 1: 83-119.
- Williamson, J.H. (1968)- Least square fitting of a straight line. Can. Jour. Physics, 46: 1845-1847.
- Zamarreño, I. (1983)- II.3.1 El Cambrico en el Macizo Iberico. In: Libro Jubilar J. M. Rios "Geologia de España", tomo I, IGME: 117-191.
- Zindler, A. & Hart, S. (1986)- Chemical Geodynamics. Ann. Rev. Earth. Planetary. Sci., 14: 493-571.
- Zuffa, G. G. (1984)- Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. In: G. G. Zuffa (Ed.), Provenance of Arenites. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), vol.148: 165-189.

GEOLOGIA DO GRUPO DAS BEIRAS (CXG) NA REGIÃO DO CARAMULO-BUÇACO

J. Medina (1996)



Legenda

QUATERNÁRIO

Aluvião e terraços aluvionares

CRETÁCICO E TERCIÁRIO

Areias, argilas e arcoses

CARBÓNICO (ESTEFANIANO C - AUTUNIANO)

Pelitos, arenitos e conglomerados

SILÚRICO SUPERIOR

Xistos (Fm. de Sazes)

ORDOVÍCICO

SUP. d Grés e siltitos (Fm. de Louredo - Caradociano), siltitos e calcários (Fm. Porto de Sta. Ana - Ashgiliano)
d: diabases

MED. Xistos negros (Fm. Cécemes - Lanvimiano/Landeiliano)

INF. Quartzitos (Quartzito Américo - Arenigiano)

CONglomerados, xistos e grauvaques (Fm. de Samelha - Tremadociano - "Grauvaques vermelhos inferiores" de Delgado, 1908)

PRÉ-ORDOVÍCICO

a Unidade IV
a Unidade III "Complexo Xisto-Grauváquico" Grupo das Beiras: pelitos e arenitos (quartzarenitos, quartzovaques, arenitos vulcânicos)
a Unidade II
a Unidade I a: níveis arenosos com espessuras >10 metros
Xistos luzentes ("Série Negra" - Precâmbrico)

ROCHAS GRANÍTICAS VARISCAS

pós-F3 Granito porfiróide biotítico (Granito de Tábua - Sta Comba Dão)

sin a tardi-F3 Granito de grão médio a fino de duas micas (Granito do Caramulo)

Filões de granito

Auréola do metamorfismo de contacto

Limite entre as unidades litoestratigráficas no CXG

Contacto litológico

Falha

GEOLOGIA DO GRUPO DAS BEIRAS (CXG) NA REGIÃO DO CARAMULO - BUÇACO

J. Medina (1996)

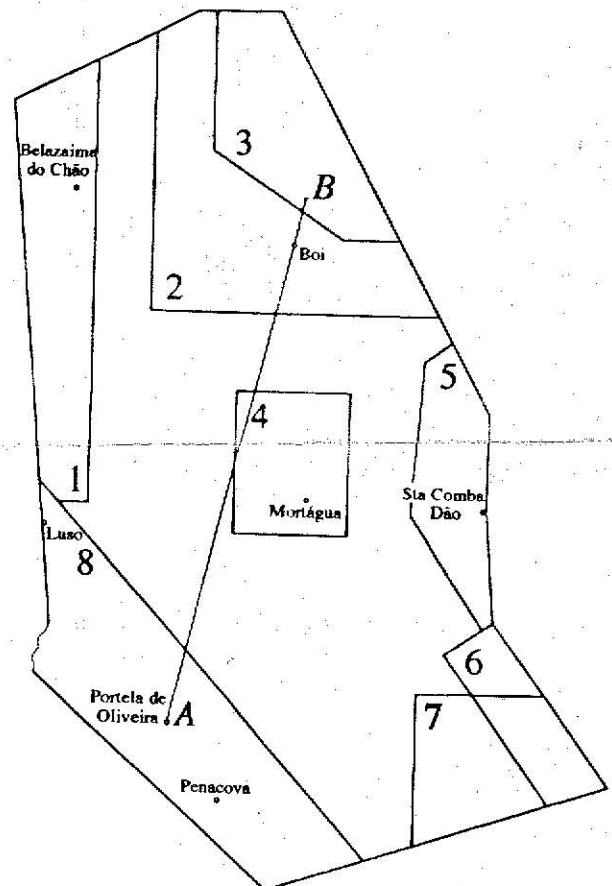


Legenda

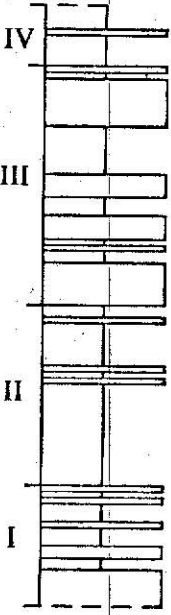
- QUATERNÁRIO
- Aluvião e terraços aluvionares
- CRETÁCICO E TERCIÁRIO
- Areias, argilas e arcoses
- CARBÓNICO (ESTEFANIANO C - AUTUNIANO)
- Pelitos, arenitos e conglomerados
- SILÚRICO SUPERIOR
- Xistos (Fm. de Sazes)
- ORDOVÍCIO
- SUP. d Grés e siltitos (Fm. de Louredo - Caradociano), siltitos e calcários (Fm. Porto de Sta. Ana - Ashtgiliano)
- MED. Xistos negros (Fm. Cáceres - Lauvirmiano/Landeshiano)
- INF. c Quartzitos (Quartzito Amorricano - Arenigiano)
- PRE-ORDOVÍCIO
- Unidade IV
 - Unidade III
 - Unidade II
 - Unidade I
- "Complexo Xisto-Grauváquico" (Grupo das Beiras): pelitos e arenitos (quartzarenitos, quartzovaques, arenitos vulcânicos)
- a: níveis arenosos com espessuras >10 metros
- Xistos luzentes ("Série Negra" - Precâmbrico)
- ROCHAS GRANÍTICAS VARISCAS
- pós-F3 Granito porfiróide biotítico (Granito de Tábua - Sta Comba Dão)
- sin a tardi-F3 Granito de grão médio a fino de duas micas (granito do Caramulo).
- Filões de granito

Simbologia

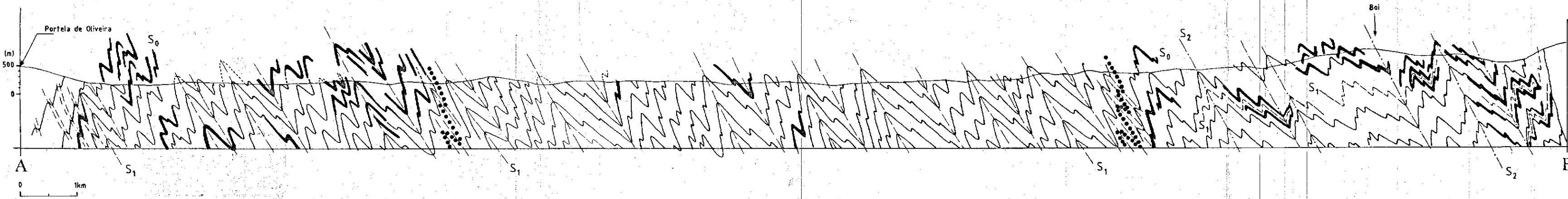
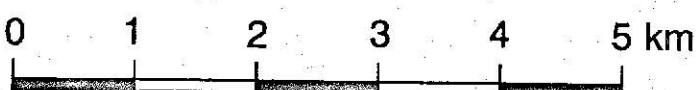
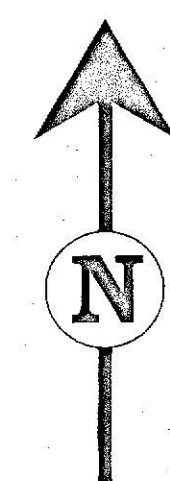
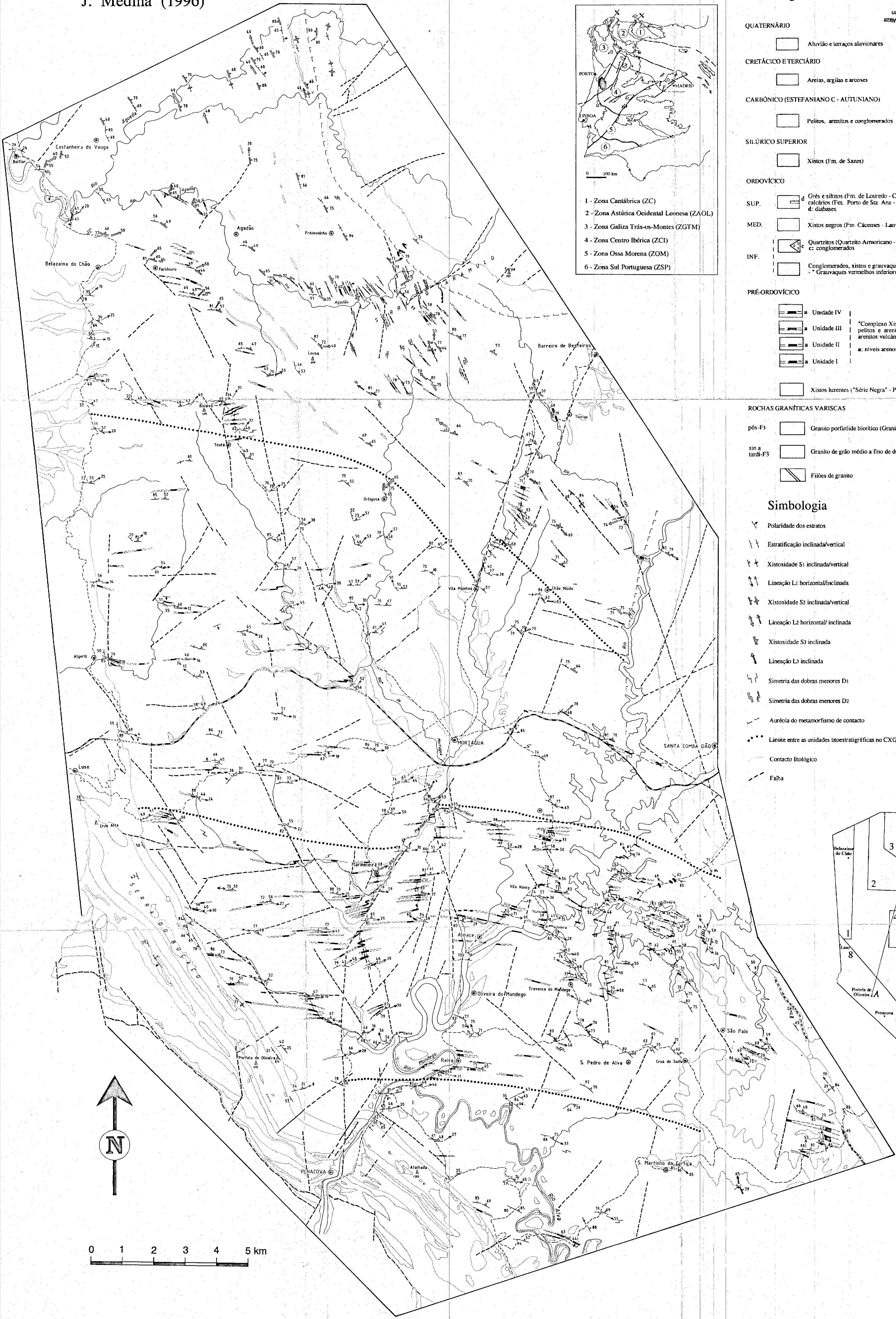
- Polaridade dos estratos
- Estratificação inclinada/vertical
- Xistossidade S1 inclinada/vertical
- Lineação L1 horizontal/inclinada
- Xistossidade S2 inclinada/vertical
- Lineação L2 horizontal/inclinada
- Xistossidade S3 inclinada
- Lineação L3 inclinada
- Simetria das dobras menores D1
- Simetria das dobras menores D2
- Auréola do metamorfismo de contacto
- Limite entre as unidades litoestratigráficas no CXG
- Contacto litológico
- Falha



- 1 - modificado de Castro (1986 e 1988)
 - 2 - modificado de Martins (1962)
 - 3 - modificado de Godinho (1980)
 - 4 - modificado de Ferreira (1978)
 - 5 - modificado de Pereira (1991)
 - 6 - modificado de Teixeira & Martins (1959)
 - 7 - modificado de Daveau et coll. (1985/86)
 - 8 - modificado de Delgado (1908)
- AB- corte geológico



Coluna estratigráfica geral com as unidades definidas no CXG



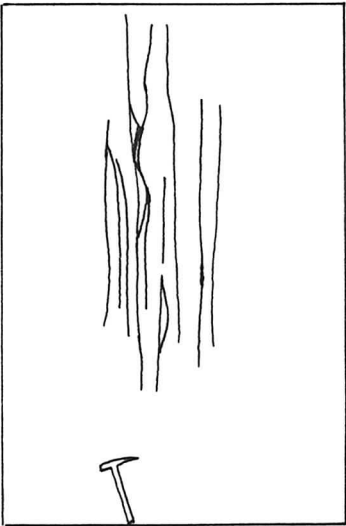
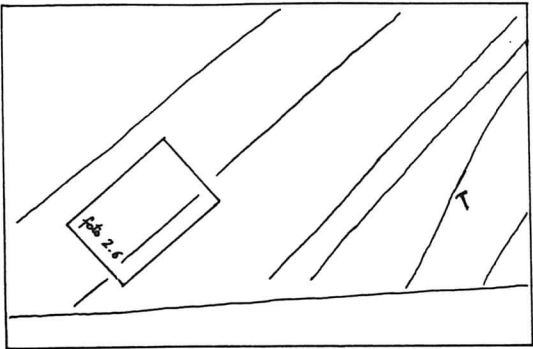




Foto 2.1



Foto 2.2



Foto 2.3

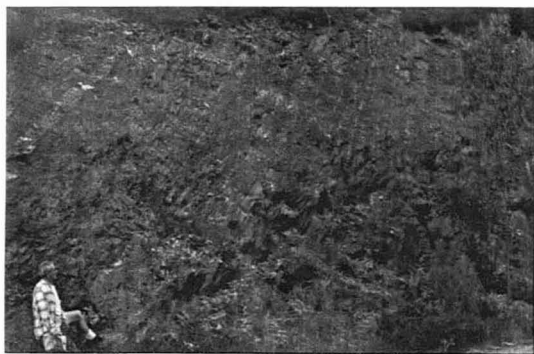


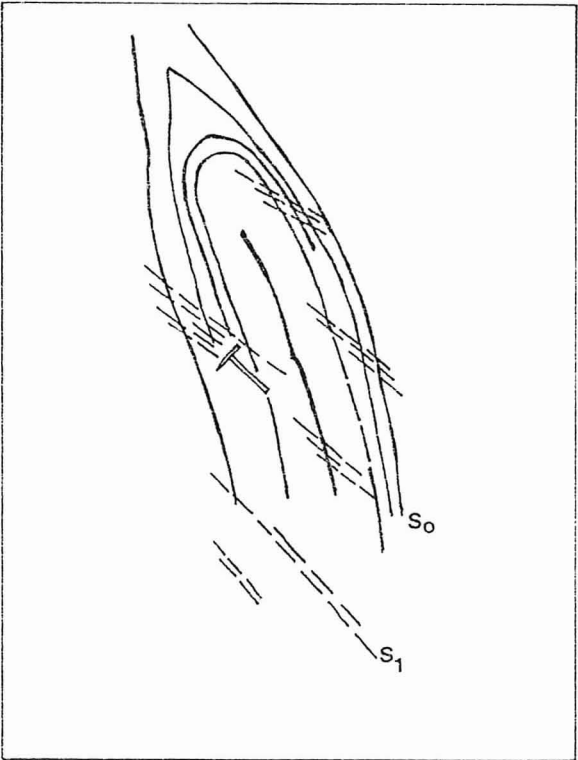
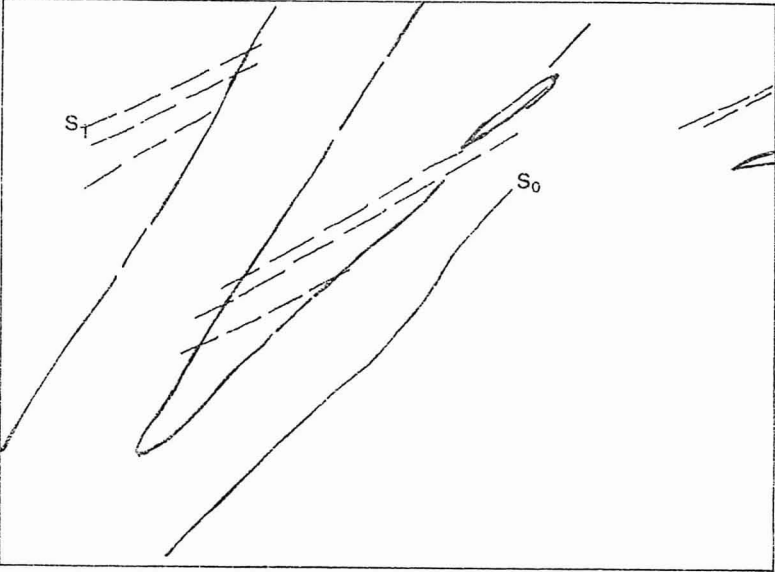
Foto 2.4



Foto 2.5



Foto 2.6



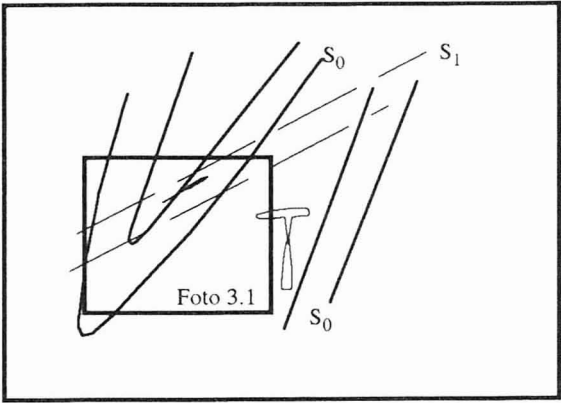


Foto 3.1

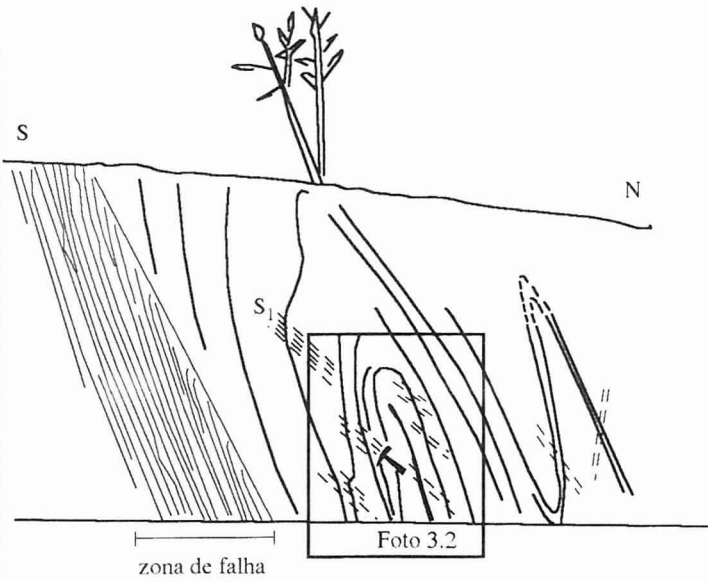
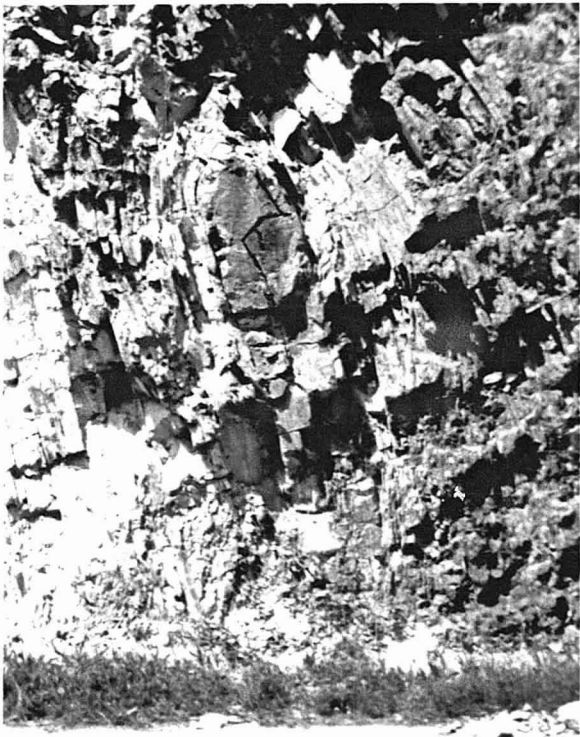


Foto 3.2

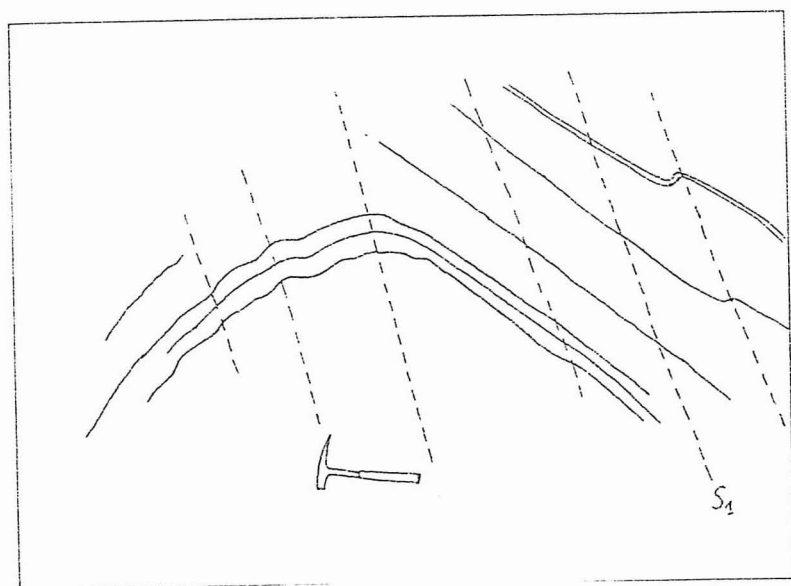




Foto 3.3

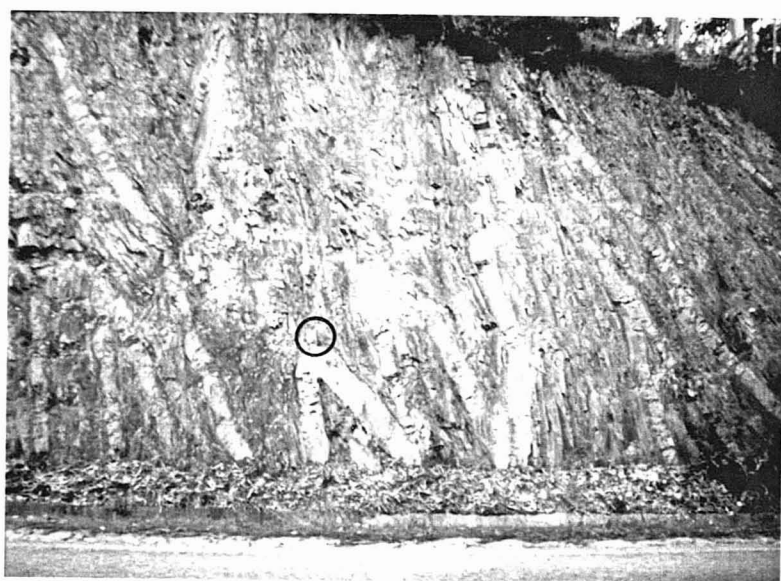


Foto 3.4

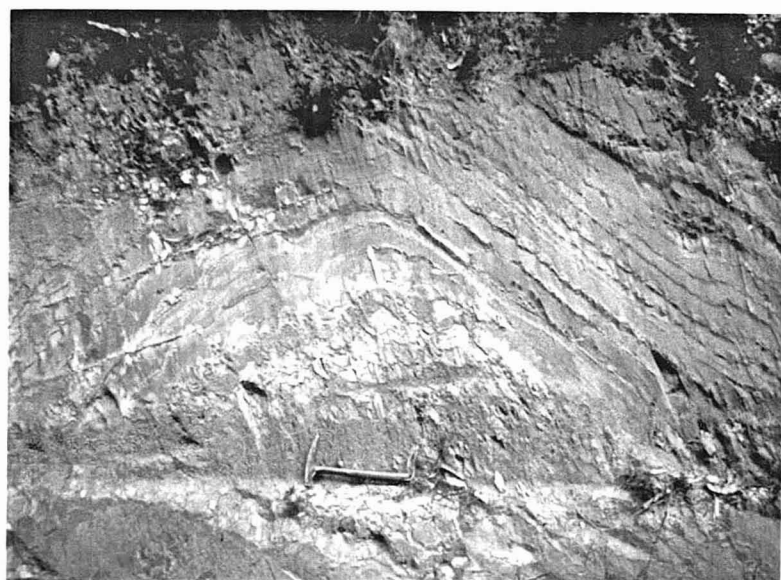
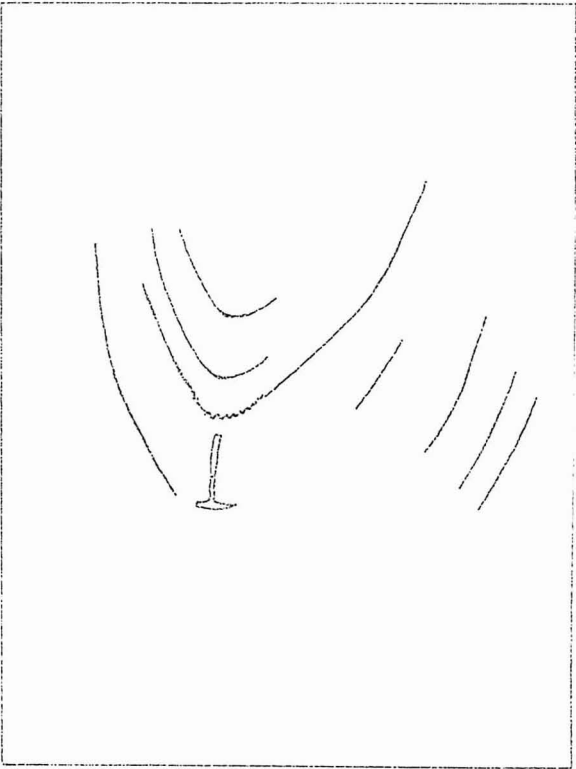
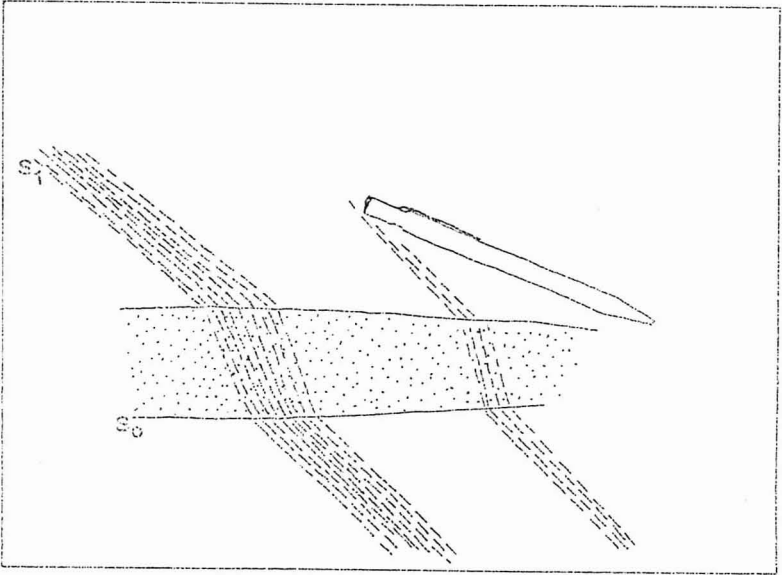


Foto 3.5



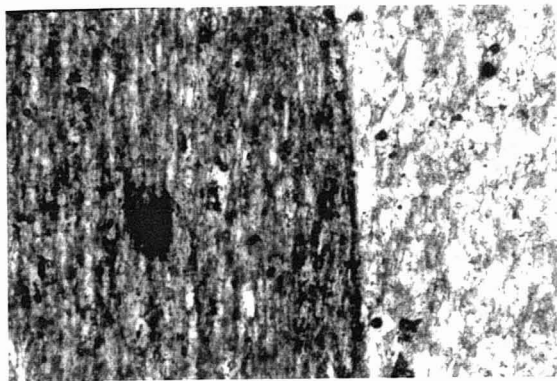


Foto 3.6

0.1 mm

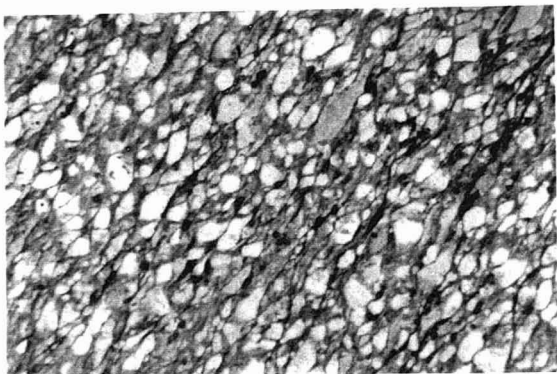


Foto 3.7

1 mm

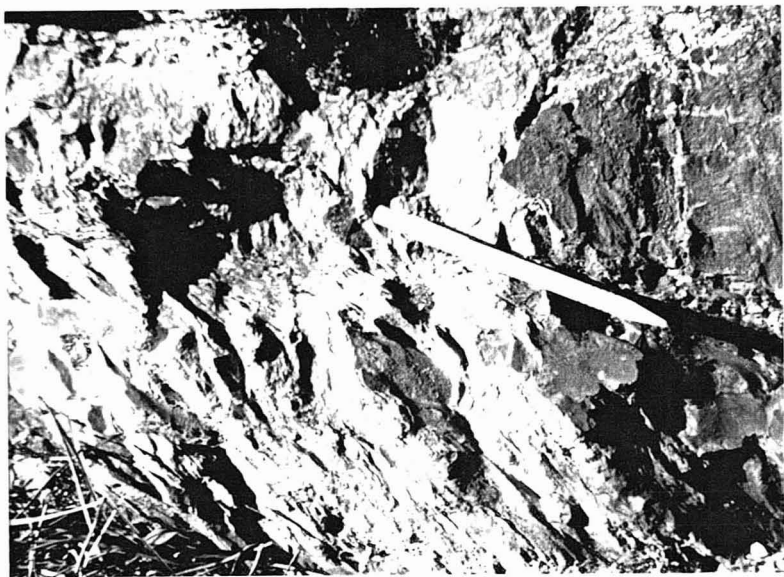


Foto 3.8

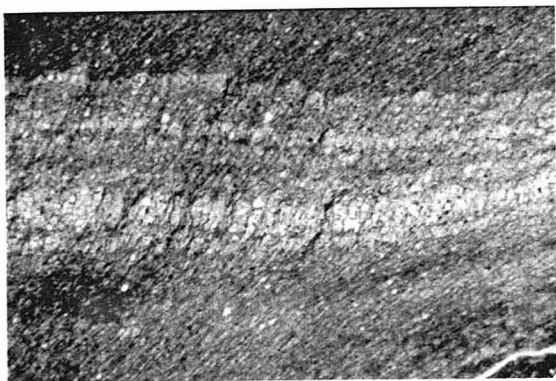


Foto 3.9

1 mm



Foto 3.10

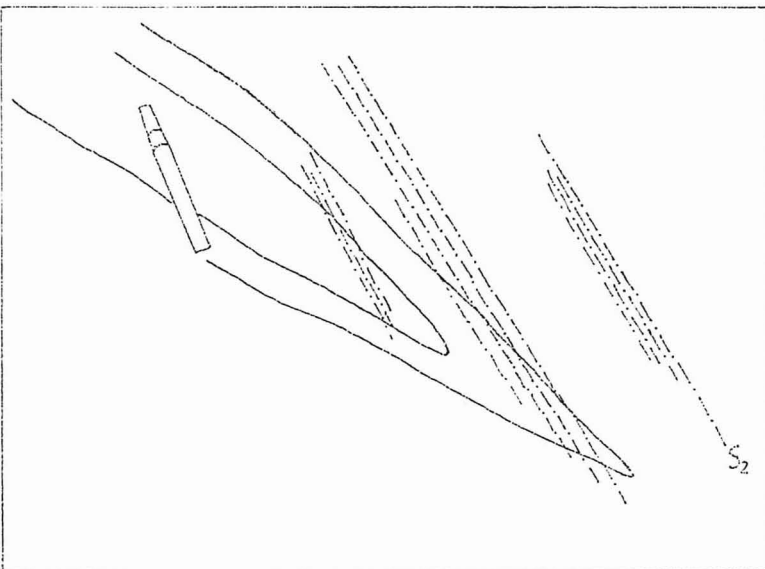
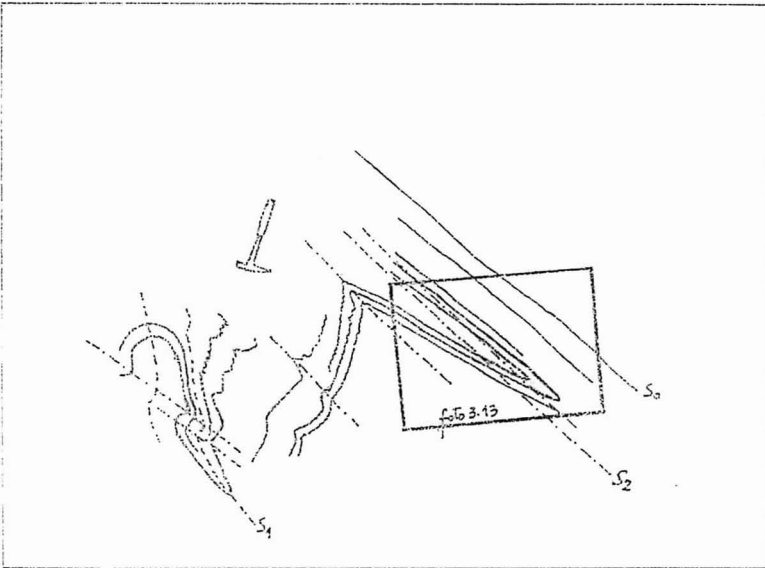
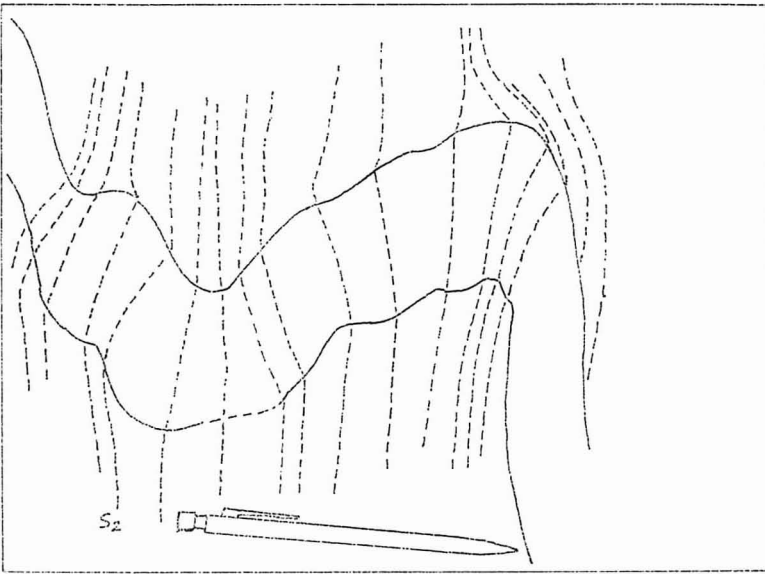




Foto 3.11

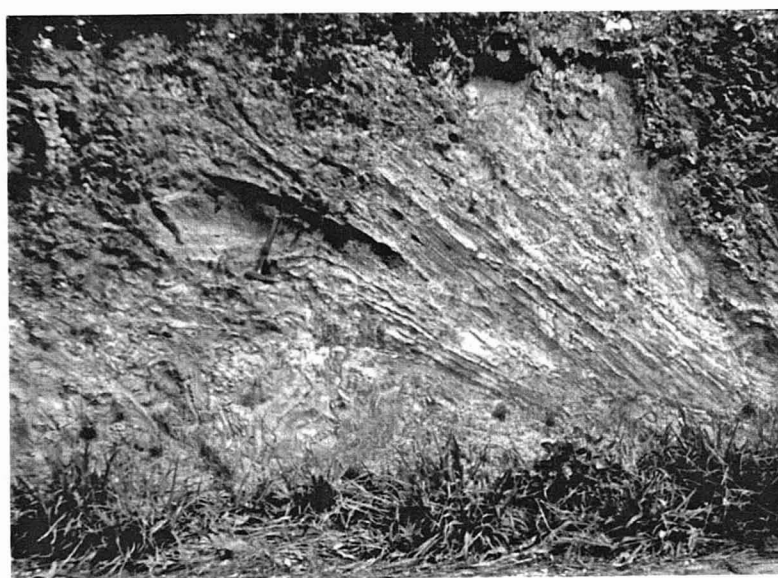
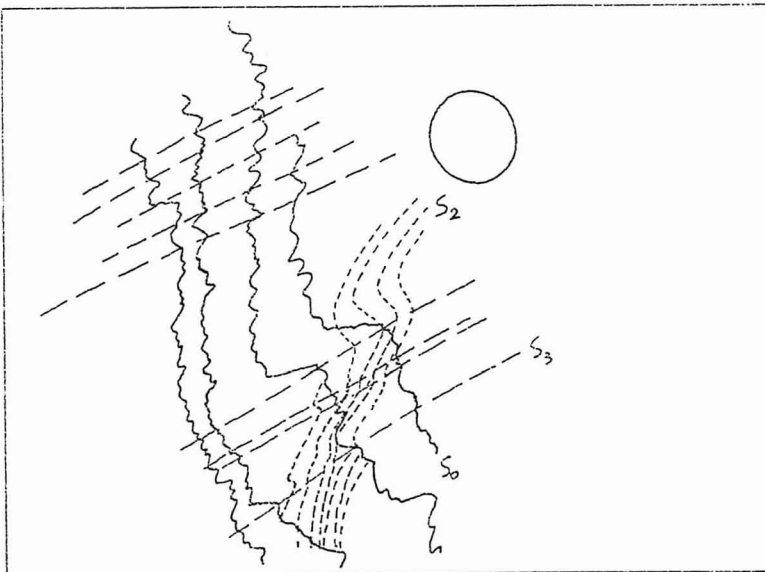
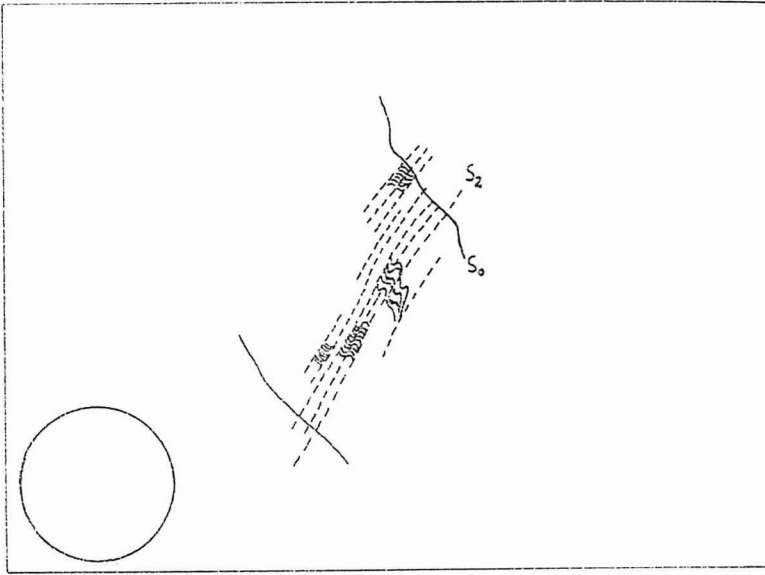


Foto 3.12



Foto 3.13



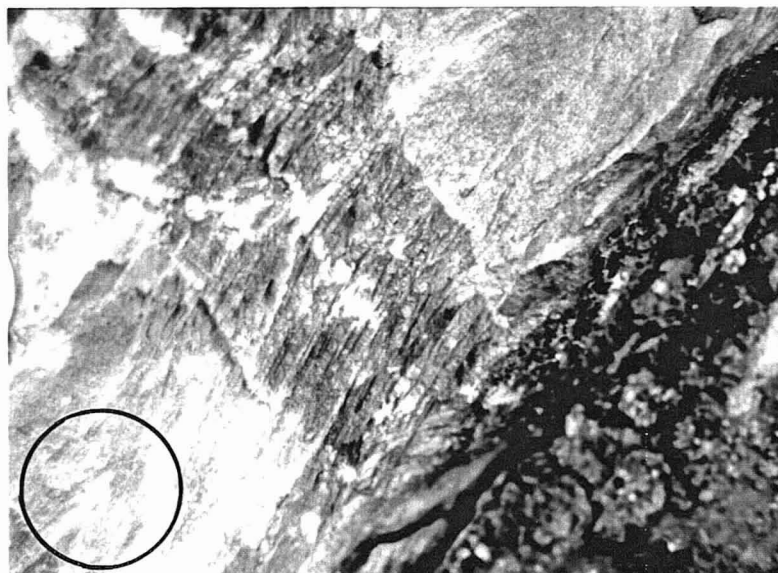


Foto 3.14

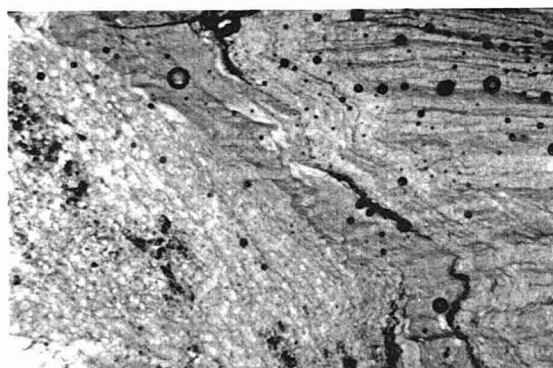


Foto 3.15

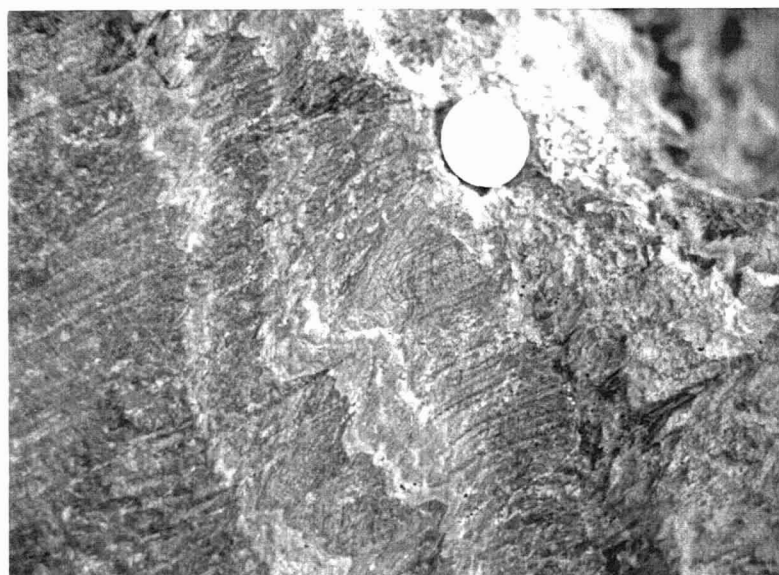
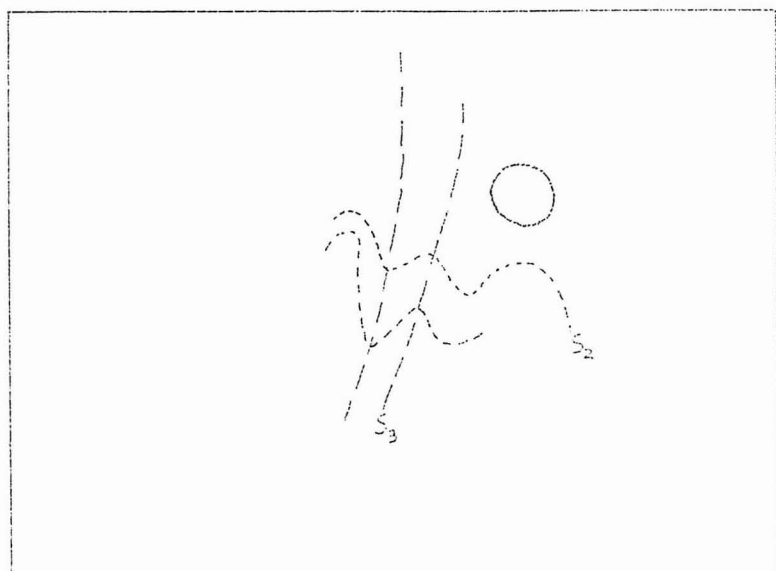


Foto 3.16



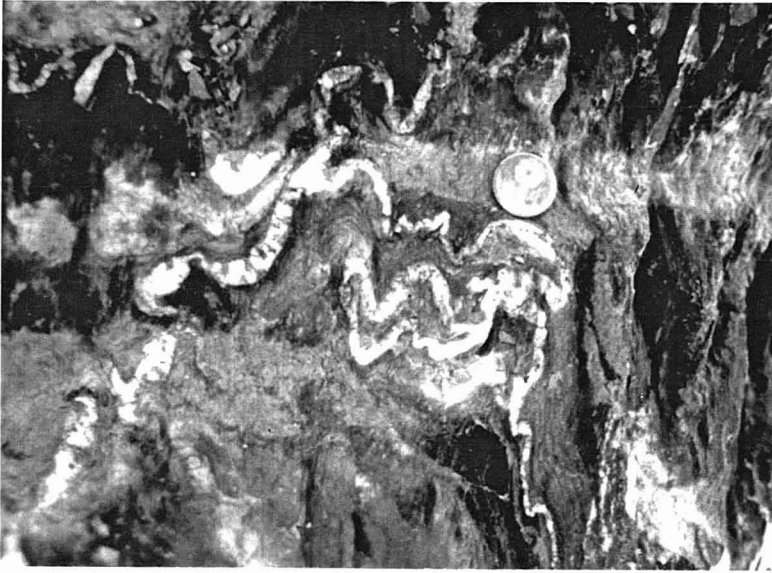


Foto 3.17

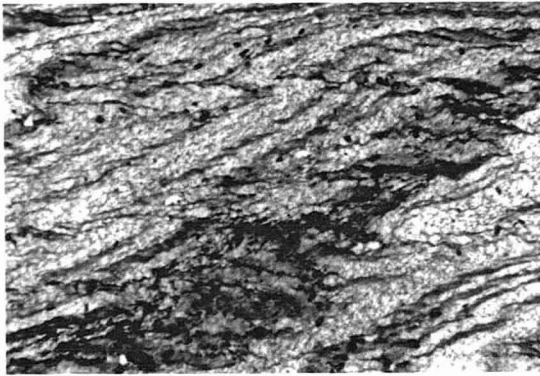


Foto 3.18

1 mm